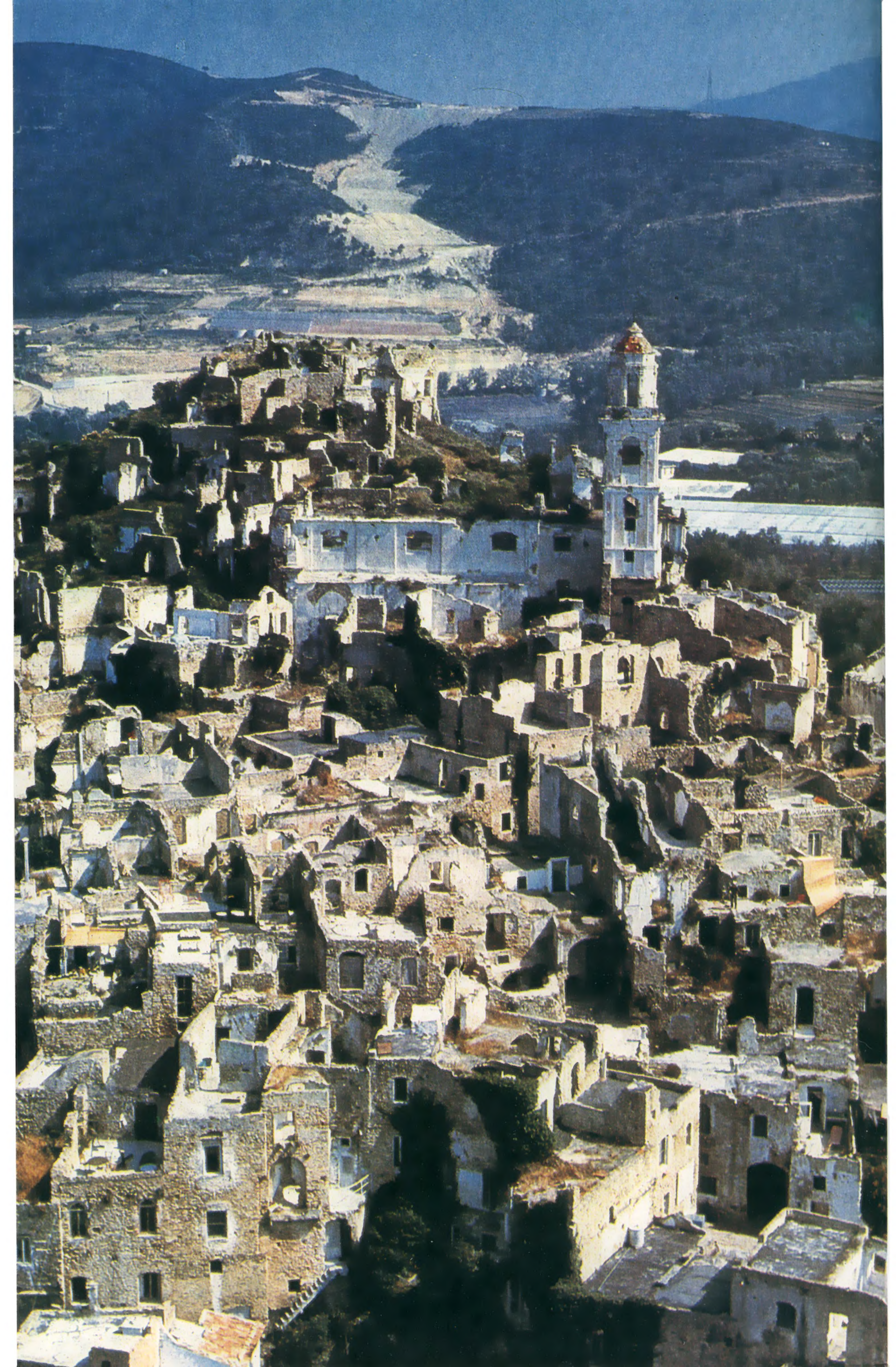

ПРИРОДА
МИРА



В.А. Апродов

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ



МОСКВА «МЫСЛЬ» 2000

УДК 550.348.436
ББК 26.21
А 77

Рецензенты:
академик
В. Е. ХАИН,
академик
Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
академик
С. Л. СОЛОВЬЕВ

Художник серии
Л. Ф. ШКАНОВ

Художник издания
Е. В. КУЗНЕЦОВА

Художники-картографы
Н. В. МОЛОСТОВА, А. В. МАКАРОВА

ФЕДЕРАЛЬНАЯ ПРОГРАММА
КНИГОИЗДАНИЯ РОССИИ

На переплете и шмуцтитулах использованы фрагменты с неотектонического глобуса, разработанного под руководством автора в Музее землеведения Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова.

На фронтисписе — руины города Буссене-Векчия (Италия), разрушенного землетрясением в 1887 г.

ISBN 5-244-00475-1

ПРЕДИСЛОВИЕ

В данном справочном издании дается общее представление о глобальном распределении географических зон землетрясений, в которых расположено подавляющее большинство эпицентров сильных сейсмических толчков. Приводится характеристика сильных землетрясений, происходящих в этих зонах.

В основу справочника, как и большинства современных работ по землетрясениям, положена концепция тектоники литосферных плит. Описание зон землетрясений дано по крупным сейсмическим поясам Земли, типичным для главных этапов формирования земной коры и литосферы.

В тексте и в таблицах сосредоточено большое количество данных о землетрясениях. Частично они взяты из оперативных сейсмологических каталогов Опытно-Методической экспедиции Института физики Земли АН СССР. Сведения эти в силу необходимости их краткого изложения ограничены описанием наиболее характерных сильных землетрясений. Поэтому предлагаемый справочник не является собранием региональных каталогов землетрясений и не заменяет их.

Описанию сильных толчков и сейсмических катастроф предшествуют общие характеристики сейсмичности зон землетрясений. Приводятся также сведения об инженерно-строительном сейсмическом районировании.

Краткая индивидуальная характеристика сильных землетрясений дана в стандартизированной форме. Основное внимание при этом уделено геолого-географической стороне сейсмических явлений. Данные о разрушительных последствиях и об ущербе сообщаются при описании наиболее сильных землетрясений. В ряде случаев они не претендуют на абсолютную точность, так как в специальной литературе не было достаточно точных данных. В таких случаях цифры дают только представление о порядке ущерба и жертв при том или ином землетрясении.

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

Общие понятия о землетрясениях и зонах землетрясений. Земля претерпела сложное развитие в течение нескольких миллиардов лет. В результате возникли и сформировались концентрические геосферы Земли: ядро, мантия, литосфера, гидросфера, атмосфера, биосфера и др. Это развитие продолжается и в настоящее время. Одним из мощных проявлений его являются землетрясения.

Землетрясения — весьма быстрые упругие колебания мантии и литосферы и вызванные ими сотрясения земной поверхности, происходящие при взрывообразном высвобождении механической энергии в очагах на глубинах от 3 до 750 км.

По-гречески сотрясения обозначаются словом *сейсмос.* Явления, обусловленные землетрясениями, называются *сейсмическими.*

Зоны землетрясений — это те или иные географические области сосредоточения эпицентров землетрясений, происходивших в течение исторического времени. Зоны землетрясений представляют собой проявление на земной поверхности сейсмических поясов Земли.

Сейсмические пояса Земли — это совокупность тех или иных тектонических структур литосферы, развитие которых обусловливает формирование в них очагов землетрясений.

Очаг землетрясения — это некоторый объем пород, в котором происходит их динамический разрыв под воздействием напряжений, накопившихся в процессе тектонических деформаций.

Таким образом, зоны землетрясений являются географическими областями наиболее сильных проявлений землетрясений на поверхности Земли.

В зависимости от того или иного строения литосферы в сейсмических поясах землетрясения, происходящие в них, бывают разными. Поэтому различны и соответствующие этим поясам географические зоны землетрясений. Однако всем этим зонам присущи общие характерные черты рельефа. Вследствие своей активности разломы и блоковые структуры литосферы контрастно отображаются в рельефе. Интенсивные поднятия и опускания литосферных блоков обусловливают мощное проявление экзогенных геологических процессов (деятельность рек, подземных вод, ледников и др.). Очень сильные землетрясения вызывают специфические сейсмодислокации (см. ниже). Все это наряду с периодическими сильными сотрясениями местности отрицательно влияет на хозяйственную деятельность людей в зонах землетрясений.

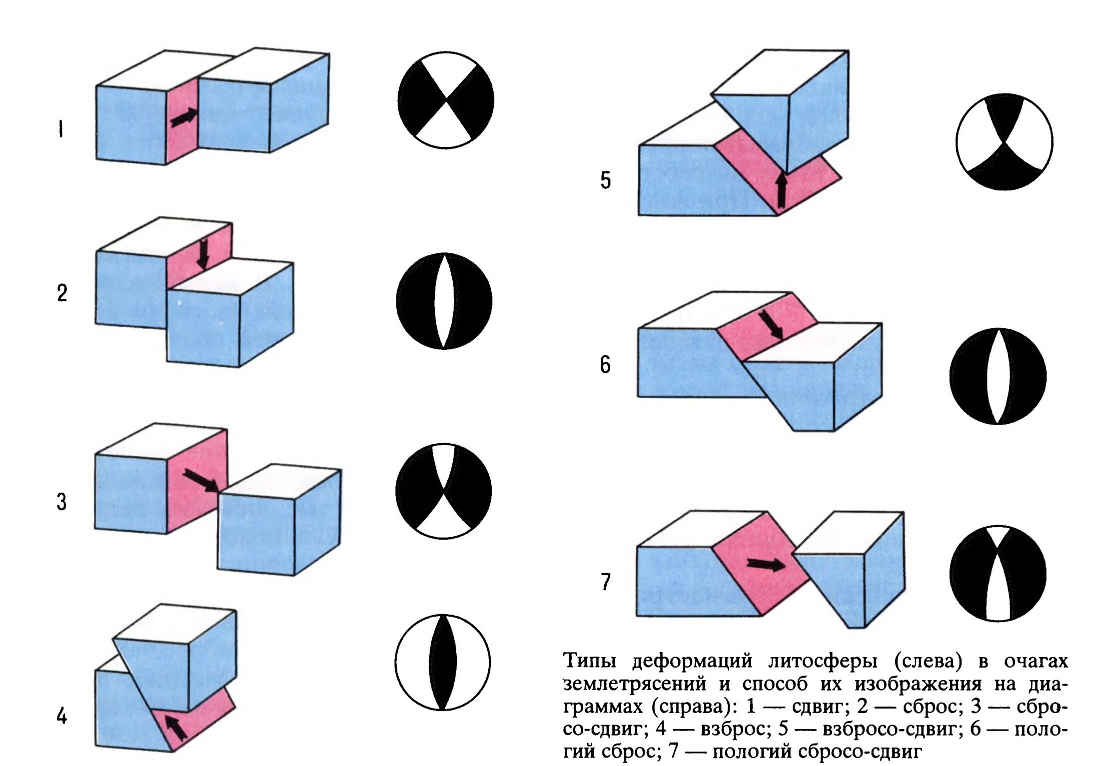
При землетрясениях в мантии и литосфере Земли возникают и распространяются **объемные продольные и поперечные сейсмические волны.** Выйдя на поверхность Земли, они возбуждают на ней **поверхностные,** так называемые **длинные, волны.**

В сейсмологии (наука о землетрясениях) разработаны различные модели землетрясений, объясняющие те или иные особенности этого весьма сложного процесса (*Медведев,* 1962; *Шебалин,* 1974; *Райс,* 1982; *Мамсуров,* 1982; *Аки, Ричардс,* 1983; *Касахара,* 1985). В этих моделях принимается, что обусловливающая землетрясения энергия упругого сжатия пород накапливается длительное время (десятки, сотни, тысячи лет) вследствие развития тектонических, магматических, метаморфических процессов в недрах Земли. При превышении предела прочности сжатых пород в очагах землетрясений начинается лавинообразное трещинообразование и взрывообразное выделение механической энергии, что приводит к частичному снятию напряжений в очаге с передачей энергии в другие объемы породы. Блоки, образующиеся в очаге при разрывах, испытывают сложные перемещения. Установлено семь наиболее распространенных способов перемещения блоков в очаге по плоскостям разрывов, образованных при землетрясениях.

Горизонтальный сдвиг. Обусловлен горизонтальным смещением одного блока относительно другого вдоль вертикальной плоскости разрыва.

Вертикальный сброс. Представляет собой смещение одного блока вниз по вертикальной плоскости разрыва.

Вертикальный сбросо-сдвиг. Характерен перемещением блока по вертикальной плоскости разрыва вниз и вбок одновременно.



Типы деформаций литосферы (слева) в очагах землетрясений и способ их изображения на диаграммах (справа): 1 — сдвиг; 2 — сброс; 3 — сбросо-сдвиг; 4 — взброс; 5 — взбросо-сдвиг; 6 — пологий сброс; 7 — пологий сбросо-сдвиг

Надвиг. Отличается перемещением одного блока вверх по полого-наклонной плоскости разрыва. С этим типом деформации связано наибольшее число сильных землетрясений.

Сдвиго-надвиг. Характерен смещением одного блока относительно другого вверх и вбок по полого-наклонной плоскости разрыва. С этими деформациями тоже связаны сильные землетрясения.

Пологий сброс. Представляет собой смещение одного блока относительно другого вниз по полого-наклонной плоскости разрыва.

Пологий сдвиго-сброс. Происходит при перемещении блока вниз и вбок по полого-наклонной плоскости разрыва.

Эти семь типов деформаций можно свести к комбинациям трех принципиально различных деформаций: **сброс, сдвиг, надвиг.** Они изображаются с помощью круговых диаграмм.

Разрывы и трещины образуются при землетрясениях тремя способами (*Николаевский,* 1982). В первом способе они возникают при неглубоком залегании очага землетрясения, при небольшом давлении и больших горизонтально ориентированных напряжениях. В этих условиях возникает обширный разрыв литосферы без предварительного образования мелких трещин. Второй способ характерен для более глубоких объемов литосферы, проявляется в условиях бóльшего общего давления и бóльших горизонтально действующих сил. Происходит массовое трещинообразование в очаге, которое завершается развитием большого разрыва. В третьем способе — при очень большом давлении на еще бóльших глубинах — землетрясение сопровождается лавинообразным трещинообразованием без существенного разрыва литосферы.

Эти процессы охватывают иногда колоссальные объемы пород в очагах землетрясений. Объемы очагов в таких случаях измеряются сотнями и тысячами кубических километров, что обусловливает огромное количество сейсмической энергии, выделяющейся при землетрясениях. Так, в Верном (Алма-Ате) 9 июня 1887 г. при землетрясении за несколько секунд высвободилась энергия, равная непрерывной работе Днепрогэса в течение 325 лет. Н. П. Никифоров сравнил

энергию Верненского землетрясения с энергией, освободившейся при одновременном залпе 22 млрд мощных артиллерийских орудий, выбрасывающих снаряды весом в одну тонну на расстояние 25 км (*Мушкетов,* 1935). При Ашхабадском землетрясении 5 октября 1948 г. объем напряженной литосферы составил 12 тыс. км^3, а величина энергии землетрясения достигла 20×10^{23} эрг. Девятибалльное землетрясение охватило 460 км^2 территории.

Сильные сотрясения поверхности земли разрушают города, инженерные сооружения, губят большое количество людей. В этом отношении землетрясения занимают второе место после стихийных бедствий, вызванных ураганами и тайфунами.

Катастрофические землетрясения издавна были причиной гибели многих тысяч людей*. Так, например, в Сирии в 526 г. при землетрясении погибли около 200 тыс. человек, в Китае в 1556 г. — около 830 тыс. человек. В Сицилии в 1693 г. землетрясение погубило 60 тыс. жителей, в столице Португалии — Лиссабоне в 1755 г. — 60 тыс., в Калабрии (Италия) в 1783 г. — 50 тыс., в Неаполе в 1857 г. — 12 тыс., в Мессине (Сицилия) в 1908 г. — 58 тыс. человек.

И в последнее время катастрофические землетрясения губят большое количество людей, разрушают города. Так, в Китае, в провинции Ганьсу, в 1920 г. погибли от землетрясения около 200 тыс. человек, в Японии (Токио и Йокогама) в 1923 г. — 100 тыс. человек, а около 1 млн получили ранения. В 1939 г. в Турции при землетрясении погибли 32 700 человек и около 20 тыс. было ранено. В 1948 г. землетрясением был полностью разрушен Ашхабад. Погибли 110 тыс. человек. В мае 1960 г. разразилась грандиозная сейсмическая катастрофа в Чили, во время которой погибли более 2 тыс. человек и свыше 1 млн людей остались без крова. В том же году сильное землетрясение произошло в Марокко близ Агадира, где погибли 10 тыс. человек. В 1972 г. Манагуа (столица Никарагуа) был разрушен землетрясением — из имевшихся в городе 70 тыс. зданий было разрушено свыше 60 тыс. и погибли 10 тыс. человек. В 1976 г. в Гватемале была разрушена ее столица Гватемала, где погибли 22 тыс. и были ранены 70 тыс. человек. В 1977 г. при землетрясении в Южных Карпатах был разрушен Бухарест. В нем было разрушено 16 тыс. зданий, погибли 1570 и свыше 10 тыс. человек получили ранения. В 1978 г. в Иране при Тебесском землетрясении погибли 15 тыс. и без крова остались свыше 100 тыс. человек. В октябре 1980 г. в Алжире землетрясение Эль-Аснам погубило 5 тыс. человек, были ранены 60 тыс., остались без крова 900 тыс. человек. В ноябре того же года в Италии Южно-Апеннинское землетрясение привело к гибели 3100 человек, были ранены 7671, остались без крова 300 тыс. человек. В сентябре 1985 г. землетрясение разрушило Мехико, погибли 4500, остались без крова 30 тыс. человек. В декабре 1988 г. при землетрясении в Армении погибли 25 тыс. человек.

Этот список можно было бы продолжить, но и приведенные примеры показывают, каким страшным бедствием являются землетрясения. В среднем число людей, ежегодно гибнущих от землетрясений, составляет 14 тыс. человек, а материальный ущерб определяется десятками миллионов рублей.

По своему происхождению землетрясения делятся на **тектонические, вулканогенные** и **обвальные.** Тектонические землетрясения обусловлены движениями литосферы и мантии Земли. Вулканогенные землетрясения представляют собой сотрясения, вызванные поднимающейся магмой и взрывными извержениями вулканов. Они имеют небольшую силу. Обвальные землетрясения происходят при обрушениях пород в пещерах, на склонах гор и т. д. Они имеют небольшую силу, происходят редко. В этой книге рассматриваются только тектонические землетрясения, преимущественно сильные и катастрофические, так как около 95% общего количества землетрясений на Земле представлено тектоническими типами. В связи с этим необходимо кратко охарактеризовать главные

* Здесь цифры взяты из книги: *Гир Дж., Шах Х.* Зыбкая твердь. Что такое землетрясение и как к нему подготовиться. М., 1988.

особенности строения литосферы и ее составных частей.

Литосфера и землетрясения. Литосфера — верхняя твердая оболочка Земли, имеющая большую прочность и переходящая без определенной резкой границы в нижележащую астеносферу, прочность вещества которой относительно мала.

Мощность литосферы различна и колеблется от 50 до, вероятно, 400 км. Литосфера включает земную кору и отделенную от нее поверхностью Мохоровичича жесткую верхнюю часть верхней мантии Земли. Сверху литосфера ограничена атмосферой и гидросферой, которые частично в нее проникают. Внизу литосфера граничит с астеносферой, вещество которой имеет пониженную вязкость.

Литосфера может быть океанической, переходной и континентальной. Главное отличие между ними заключается в разном строении земной коры и в разной мощности земной коры и литосферы в целом. Так, океаническая земная кора имеет мощность от 10 до 20 км и состоит из трех слоев. Верхний слой сложен морскими осадками. Второй слой состоит из уплотненных осадочных пород, переслаивающихся с базальтами. Третий слой представлен габбро и базальтами. Возраст океанической земной коры увеличивается от современного до юрского (130 млн лет) по мере удаления в стороны от осевых срединно-океанических хребтов с осложняющими их осевыми рифтами, т. е. линейными депрессиями (впадинами), развивающимися между разломами в земной коре.

Океаническая литосфера в области **срединно-океанических рифтов** постепенно перемещается в стороны от осей рифтов на их периферию. Этот процесс называется **спредингом** литосферы.

На периферии новообразованная литосфера вследствие ее остывания увеличивается в мощности и несколько погружается. Поэтому глубины океана тоже увеличиваются по мере удаления от осей рифтов.

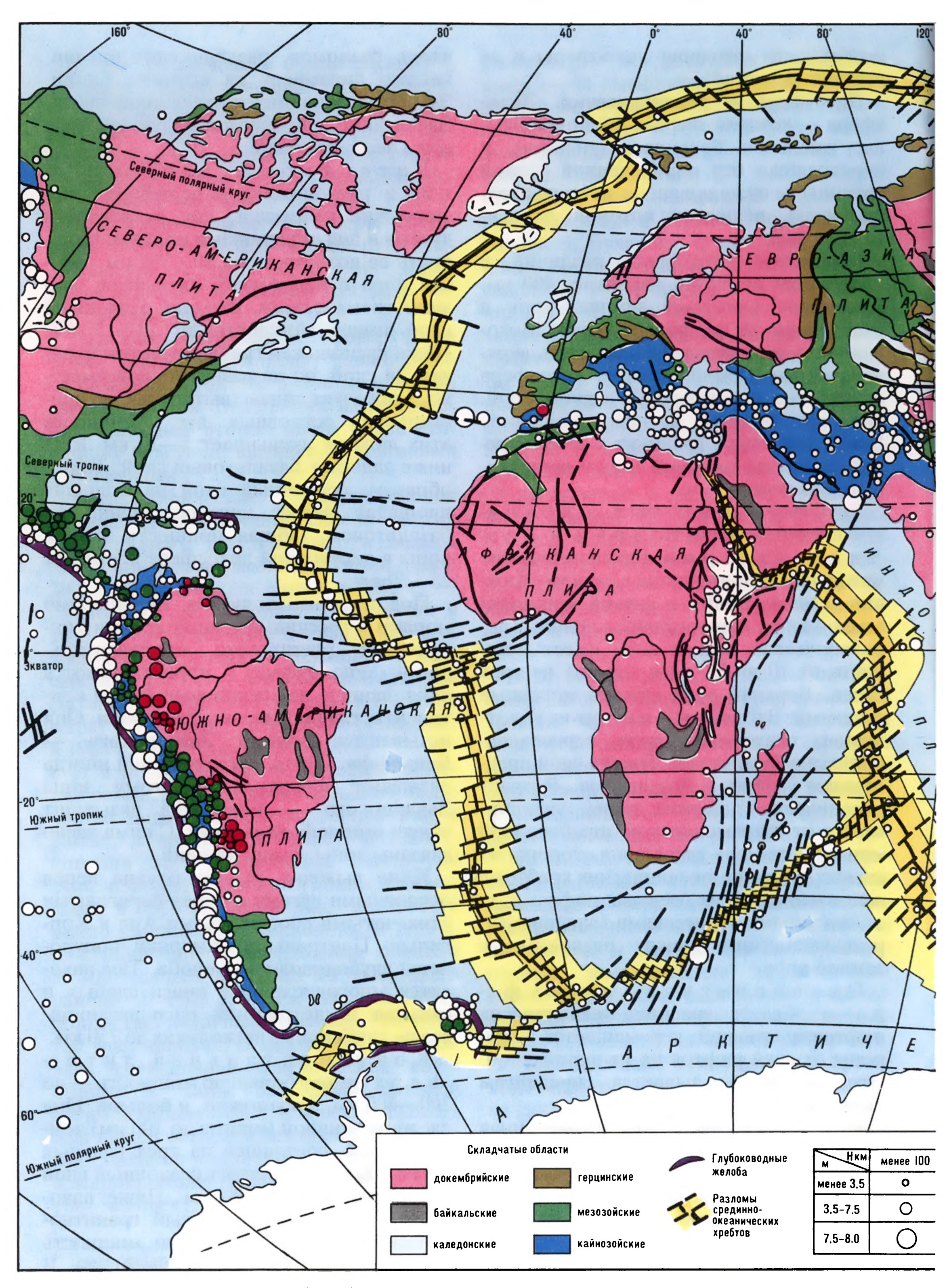
К океаническим депрессиям приурочены землетрясения, происходящие вдоль разломов, разделяющих океаническую литосферу на крупные блоки. Землетрясения имеют неглубокие очаги. Здесь иногда прослеживаются местные зоны землетрясений.

Литосфера переходного типа расположена на периферии океанических депрессий, под **островными дугами** и под **окраинными морями.** Мощность ее возрастает до 80—200 км. Земная кора в переходной литосфере сложена тремя слоями. Верхний осадочный слой имеет мощность до 12—15 км. Ниже расположен гранитно-метаморфический слой, но он развит не повсеместно, а образует линзы, вытянутые по простиранию островных дуг. Мощность этих линз не превышает 5—10 км. Еще ниже залегает базальтовый слой. Таким образом, осадочный слой на больших площадях лежит непосредственно на базальтовом. Общая мощность земной коры в переходной литосфере достигает 25—30 км.

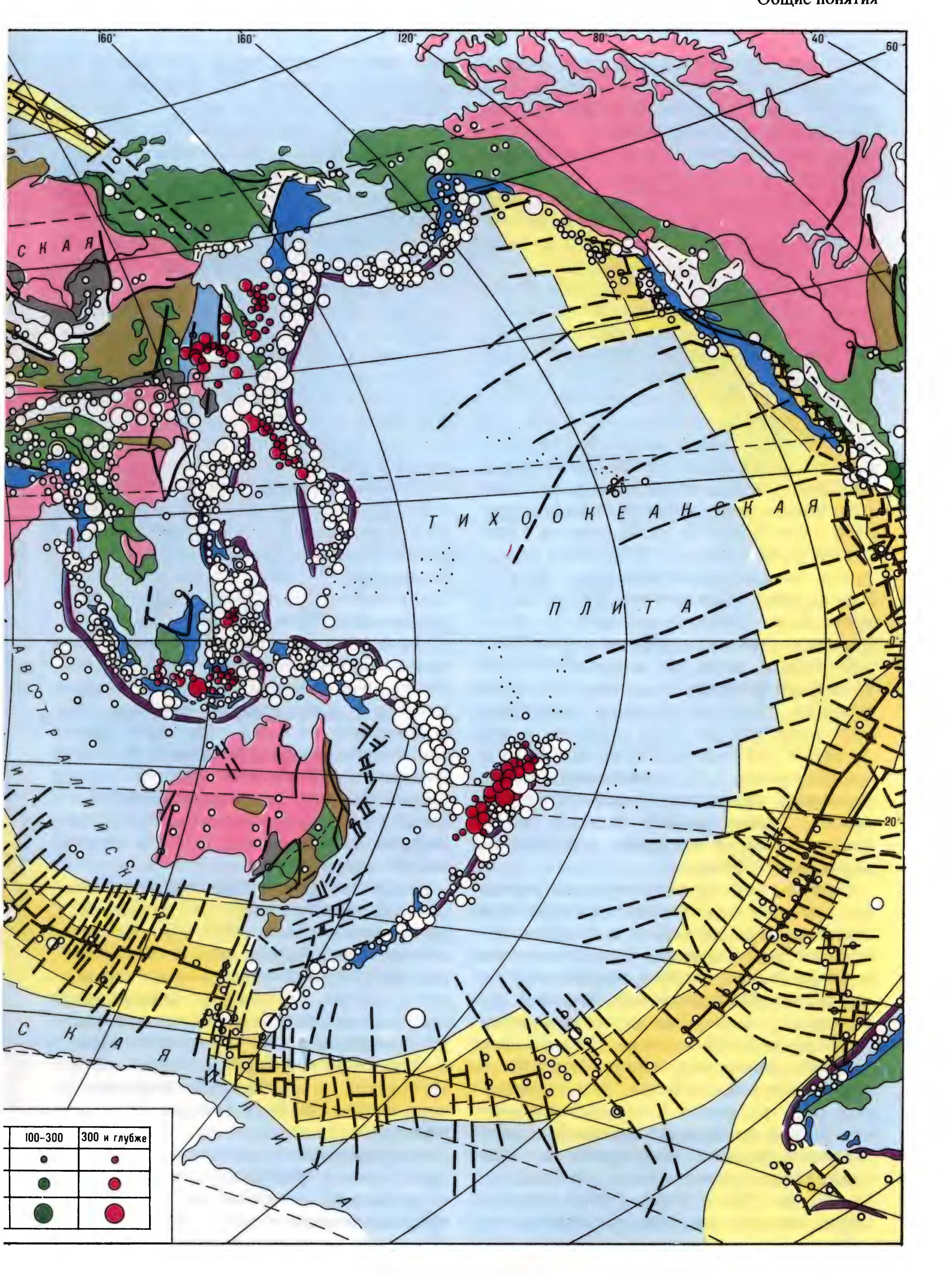
Под островными дугами, окраинными морями и соседними с ними краями континентов (активными континентальными окраинами) прослеживаются наклоненные под островные дуги и континенты **глубинные зоны разломов.** Они называются **зонами Заварицкого — Беньоффа.** Очаги землетрясений иногда называют фокусами. Поэтому зоны Заварицкого — Беньоффа называют также **сейсмофокальными.** С ними тесно связаны зоны землетрясений.

К их выходам на дне океана перед островными дугами и перед береговыми складчатыми сооружениями Анд и Кордильер Центральной Америки приурочены глубоководные желоба. Там находятся многочисленные очаги слабых и сильных землетрясений, располагающиеся на глубинах от нескольких до 750 км.

Континентальная литосфера имеет большую мощность — до 200—400 км, а возможно, и больше. Она сложена мощной (иногда до 100 км) земной корой, состоящей из трех главных слоев. Наверху залегает осадочный слой мощностью до 15—20 км. Ниже находится повсеместно развитый гранитно-метаморфический слой. Его мощность колеблется от 10—15 до 25—30 км. В основании континентальной земной



Эпицентры землетрясений мира (ориг.)


160°
160°
120°
80°
40°
60°
40°
20°
0°
СКАЯ
ТИХООКЕАНСКАЯ
ПЛИТА
АВСТРАЛИЙСКАЯ
СКАЯ
100-300
300 и глубже

коры залегает базальтовый слой мощностью до 20 км. Континентальная земная кора отделяется от подкоровой мантии **поверхностью Мохоровичича,** которая разделяет породы с разной плотностью и с разной скоростью прохождения в них сейсмических волн. Гранитно-метаморфический слой отделяется от базальтового **поверхностью Конрада.** Однако она прослеживается не повсеместно.

Надо отметить, что названия слоев «гранитно-метаморфический» и «базальтовый» условны. Они даны на основании одинаковых скоростей сейсмических волн в данных слоях земной коры и в гранитных и базальтовых породах. Так как скорости сейсмических волн тем больше, чем плотнее среда, то при сильном метаморфизме и уплотнении осадочных пород в них тоже может происходить повышение скорости сейсмических волн, одинаковое со скоростями их в граните и даже базальте. В древних складчатых поясах видоизмененные осадочные породы залегают очень глубоко и могут быть приняты за верхнюю часть нижележащих слоев земной коры.

В разных регионах континентальная литосфера формируется в неодинаковых условиях. Так, переходная литосфера островных дуг по мере развития в ней складчатости и процессов метаморфизма преобразуется в **континентальную литосферу краевых орогенных (горных) поясов.** С ними связаны сильные землетрясения, очаги которых залегают на глубинах до 300 км.

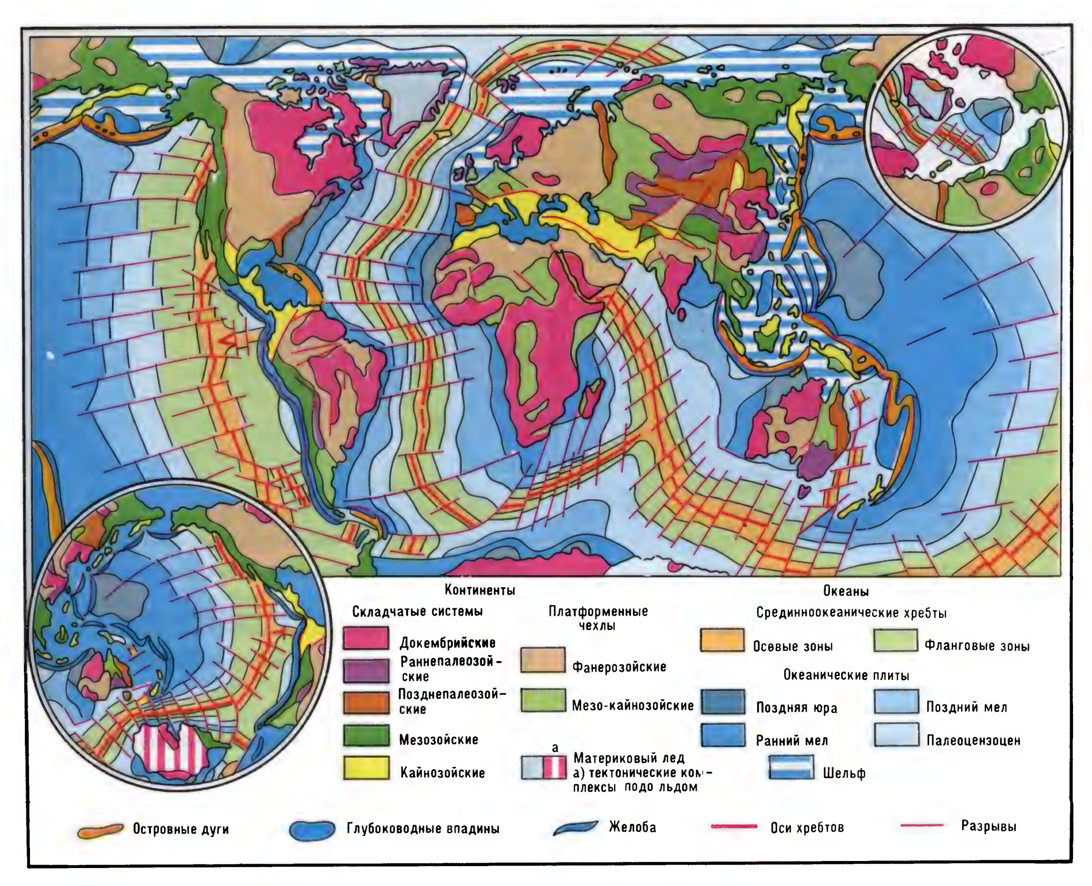
Особого рода орогенные пояса формируются при столкновениях древних континентальных массивов в средиземноморской зоне Евразии. В ней находятся высокие горные цепи и впадины средиземных морей (Каспийское, Черное, Средиземное). Этот пояс протягивается от Гибралтара до Индонезии. По названию древнего давно исчезнувшего океана он называется поясом Тэтис. Это планетарный пояс разломов и горных сооружений. В нем происходят многочисленные слабые и сильные землетрясения с очагами, расположенными на глубинах от 10—15 до 100—150 км. Ему соответствует система зон землетрясений.

Дальнейшее развитие континентальной литосферы приводит к превращению орогенных поясов в молодые, а затем и в древние **платформы.** Мощность литосферы при этом постепенно увеличивается до 400 км и более. Сейсмическая активность ее уменьшается — на древних платформах происходят лишь единичные слабые землетрясения с очагами на глубинах до 30—40 км.

Дальнейшее развитие платформенной континентальной литосферы осложняется ее активизацией. Литосфера раздробляется глубинными разломами, по которым происходит раздвижение литосферных блоков с образованием провальных структур — **грабенов.** Их совокупности образуют **континентальные рифты,** протягивающиеся на сотни и тысячи километров. Мощность литосферы в рифтах сильно уменьшается, а подстилающая ее астеносфера образует под рифтами огромные (сотни километров в диаметре) астеносферные линзы. Вдоль рифтов развивается вулканизм, происходят сильные землетрясения с неглубоко залегающими очагами. Здесь расположены зоны землетрясений.

По мере раздвижения континентальных литосферных блоков рифты разрастаются в ширину и постепенно превращаются в **океанические впадины.** Так осуществляется как бы круговорот вещества в мантии и литосфере Земли от срединно-океанических рифтов, через островные дуги, орогенные пояса и платформы к срединно-континентальным рифтам — зародышам будущих океанических впадин.

В мантии Земли имеются глубинные каналы, проникающие до границы ее с ядром (до глубины 2900 км). По этим каналам происходит подъем более легких продуктов плавления вещества нижней мантии. Расплавы поднимаются вверх до нижней границы литосферы и до поверхности Мохоровичича. Тяжелые компоненты нижней мантии опускаются вниз и постепенно наращивают ядро Земли. Поднявшиеся наверх легкие расплавы накапливаются и образуют астеносферные линзы на разных глубинных уровнях. Они разделяют литосферу на **пластины — составные части литосферных блоков и плит.** Движения этих блоков и плит происходят от горячих зон, находящихся в стадии зарождения и



Тектоническая карта мира (ВСЕГЕИ, 1987)

развития, к горячим зонам, пребывающим в стадии угасания. **Горячая зона** — это зона теплового воздействия потоков глубинного вещества. Стадией зарождения горячих зон можно считать срединно-континентальные рифты. Более зрелая фаза развития горячих зон присуща срединно-океаническим рифтам. Угасание горячих зон характерно для периферии Тихого океана (островные дуги и зоны приандских желобов), а также для пояса Тэтис.

Соответственно подразделяются и землетрясения. Они имеют очаги, возникающие на малых глубинах (5—20 км) в срединно-континентальных и срединно-океанических рифтах. Под островными дугами и под активными континентальными окраинами андийского типа очаги землетрясений приурочены к зонам Заварицкого — Беньоффа и расположены на глубинах от нескольких до 750 км.

Землетрясения играют важную роль в процессе высвобождения газообразных продуктов дифференциации вещества мантии Земли. Сейсмическая энергия способствует развитию трещин в литосфере. Размеры сейсмически активных поясов регулируют масштабы разгрузки восходящих из мантии газов и паров.

Рассматривая самые общие особенности строения литосферы Земли, можно выделить в ней **три мантийно-литосферных сектора: Тихоокеанский, Гондванский** и **Лавразийский.** Они разграничены планетарными поясами глубинных разломов, к которым приурочены планетарные сейсмические пояса и зоны землетрясений.

Тихоокеанский мантийно-литосферный сектор ограничен с запада Алеутско-Новозеландским поясом глубинных разломов и островных дуг, по которому протягиваются соответствующий сейсмический пояс и совокупность зон землетрясений. С востока Тихоокеанский

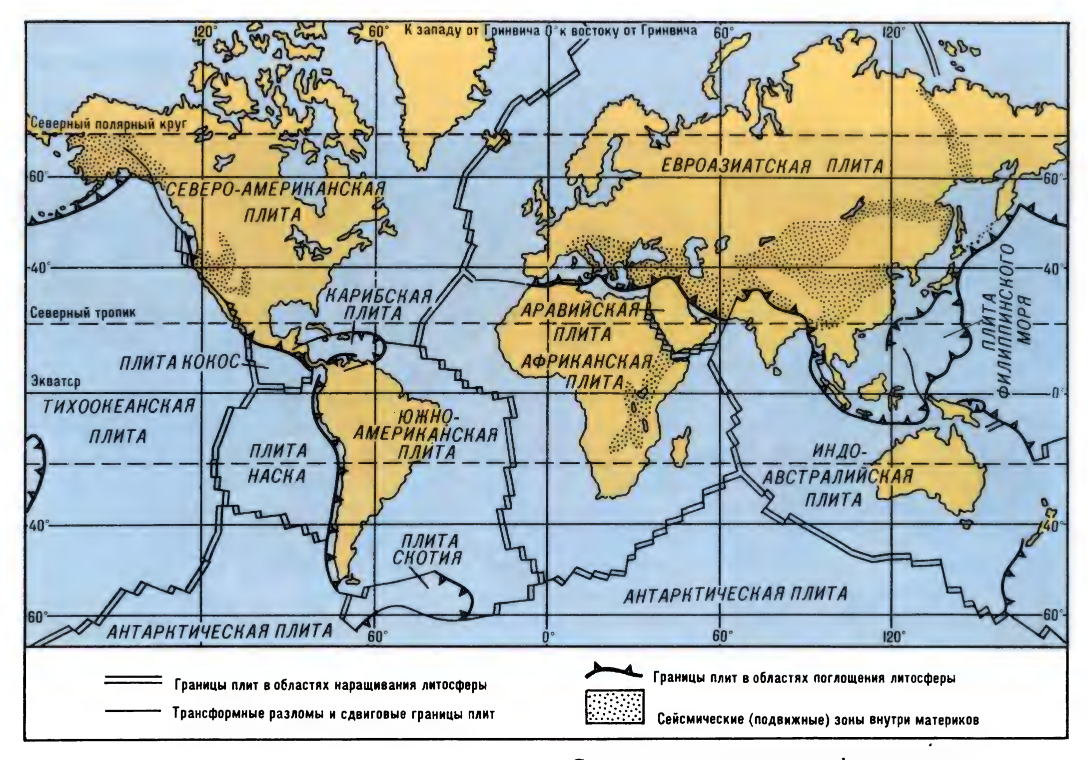


Схема расположения литосферных плит (по H. Hamilton)

сектор ограничен Аляскинско-Антарктическим поясом глубинных разломов и горных сооружений активных континентальных окраин андийского типа. По нему также протягиваются соответствующий сейсмический пояс и совокупность зон землетрясений. В сейсмических поясах, окружающих Тихоокеанский мантийно-литосферный сектор, накапливается около 80% сейсмической энергии, ежегодно выделяемой Землей (*Гутенберг, Рихтер,* 1948).

Гондванский мантийно-литосферный сектор отграничен от Лавразийского планетарным поясом разломов и горных сооружений Тэтиса. К нему приурочены соответствующий сейсмический пояс и зоны землетрясений, с которыми связано около 15% сейсмической энергии, ежегодно выделяемой Землей (*Гутенберг, Рихтер,* 1948).

Верхние части мантийно-литосферных секторов составлены **литосферными плитами,** имеющими мощность от нескольких километров в срединно-океанических хребтах до 400 км и более в древних континентальных платформах. Литосферные плиты подстилаются **астеносферой,** которая представляет собой слой мантии, способный к вязкому или пластическому течению. Ее вещество имеет вязкость 10^{19}—10^{21} пуаз. По-гречески «астэнос» означает «слабый». В астеносфере наблюдается уменьшение скоростей сейсмических волн по сравнению с выше- и нижележащими частями мантии. Вязко-пластичные свойства астеносферы обеспечивают возможность перемещения по ней литосферных плит от срединно-океанических рифтов на периферию океанических депрессий. Неравномерности этих перемещений, вероятно, обусловливают землетрясения.

В **Тихоокеанском мантийно-литосферном секторе** границы литосферных плит приурочены к осевым рифтам Восточно-Тихоокеанского подводного хребта. К западу от него расположена сложная Тихоокеанская плита, а к востоку — небольшие плиты (микроплиты) Наска и Кокос. К границам этих плит приурочены сейсмические пояса и зоны землетрясений.

Гондванский мантийно-литосферный сектор образован Антарктической, Индо-Австралийской, Африканской и Южно-Американской литосферными плитами. Границы их проходят по подводным океаническим хребтам с их осевыми рифтами. Это Австрало-Антарктический, Западно-Индийский и Ара-

вийско-Индийский хребты в Индийском океане, Южно-Атлантический — в Атлантическом океане. С этими хребтами связаны сейсмические пояса и зоны землетрясений.

Лавразийский мантийно-литосферный сектор составлен Евразийской и Северо-Американской литосферными плитами. Границы между ними проводят по Северо-Атлантическому срединно-океаническому хребту и его северному продолжению в Ледовитом океане. К этим границам тоже приурочены сейсмические пояса и зоны землетрясений.

Литосферные плиты подразделяются на разновеликие **новейшие тектонические структуры — суперрегиональные** (десятки тысяч километров), **панрегиональные** (тысячи километров), **полирегиональные** (сотни километров), **региональные** (*Апродов,* 1965, 1970). Структуры более крупных рангов составляют «тектонический фон», на котором происходит развитие структур меньших рангов. Чем крупнее ранг новейших структур, тем глубже в литосфере они заложены, тем длительнее происходит их развитие.

Суперрегиональные новейшие тектонические структуры образуют крупные части литосферных плит. Они отделяются друг от друга сложными зонами глубинных разломов, проникающих до астеносферы, а иногда и глубже. В большинстве случаев суперрегиональные структуры развиваются унаследованно с мезозоя либо с палеогена. Они обусловливают особые неотектонические обстановки с теми или иными тектоническими режимами развития всех составляющих их менее крупных структур. Такими являются рифтовые системы срединно-океанических хребтов, гирлянды островных дуг, орогенные альпийские пояса, пояса возрожденных гор континентальной литосферы, крупные платформенные массивы, рифтовые системы континентов. На границах суперрегиональных структур располагаются суперрегиональные сейсмические пояса и соответствующие им совокупности зон землетрясений.

Панрегиональные новейшие тектонические структуры представляют собой составные части суперрегиональных структур. Они ограничены разломами, которые проникают в литосферу до астеносферы либо оканчиваются в подкоровой мантии. Это большие отрезки срединно-океанических хребтов, крупные трансформные разломы, части литосферных плит, соответствующие океаническим котловинам (частям океанических впадин). В условиях литосферы переходного типа это большие островные дуги, микроплиты с окраинными морями на них. На континентальных окраинах это системы складчатых горных хребтов. В срединно-континентальных условиях панрегиональными структурами являются возрожденные горы, системы грабенов типа Байкальско-Чарской. Панрегиональные структуры развиваются в течение всего кайнозоя, но в существенную перестройку вовлечены с миоцена. С их граничными разломами связаны панрегиональные сейсмические пояса и соответствующие им системы зон землетрясений.

Полирегиональные новейшие тектонические структуры являются наиболее молодыми составными частями панрегиональных структур. Они заложились в миоцене и образуют современный тектонический план верхнего структурного этажа литосферных плит. Они ограничены полирегиональными глубинными разломами, проникающими через земную кору. К таким структурам относятся отдельные срединно-океанические хребты и океанические вулканические плато. Это также крупные островные глыбы в островных дугах. На континентальных окраинах к ним можно отнести активизированные на новейшем этапе развития блоки хребтов и впадин. В срединно-континентальных условиях к полирегиональным можно отнести структуры отдельных крупных грабенов и межгорных впадин. Полирегиональные структуры определяют конфигурации зон землетрясений в пределах крупных сейсмических поясов и менее крупных поясов, приуроченных к полирегиональным структурам непосредственно.

Региональные новейшие тектонические структуры входят в верхний структурный этаж земной коры. Они развиваются с миоцена, но главные особенности своего строения получили за счет пере-

стройки на плиоцен-четвертичном этапе развития. Это местные блоки, осложняющие фланги срединно-океанических хребтов, небольшие трансформные разломы океанической литосферы. В островодужной литосфере это блоки, составляющие крупные островные глыбы либо соответствующие отдельным небольшим островам. В условиях срединно-континентальной литосферы к таким структурам относятся части крупных грабенов, отдельные горные кряжи, срединные массивы и др. Им соответствуют местные зоны землетрясений.

Таким образом, расположение зон землетрясений на земной поверхности вполне закономерно и определяется общими особенностями строения литосферы, движениями литосферных плит и составляющих плиты структур.

Классификация зон землетрясений еще не разработана вследствие большого количества факторов, обусловливающих особенности землетрясений в разных зонах. С учетом всего вышесказанного о литосфере и ее структурах можно предложить следующую самую **общую схему классификации зон землетрясений.**

В основу ее положено распределение суперрегиональных и панрегиональных новейших тектонических структур относительно границ литосферных плит. По этому признаку зоны землетрясений подразделяются на **пограничные** и **внутриплитные.**

Пограничные зоны землетрясений в свою очередь подразделяются на дивергентные, конвергентные, трансформные. Дивергентные пограничные зоны землетрясений подразделяются на рифтовые срединно-океанические и рифтовые срединно-континентальные.

Конвергентные пограничные зоны землетрясений подразделяются на островодужные, андийские и коллизионные. Островодужные зоны землетрясений бывают преддуговыми, внутридуговыми, задуговыми. Андийские зоны могут быть по аналогии с островодужными передовыми — предандийскими, внутриандийскими и тыловыми — заандийскими. Коллизионные зоны землетрясений очень разнообразны и в разной степени сочетают признаки как островодужных, так и андийских зон.

Трансформные пограничные зоны землетрясений имеют различную сложность строения, обусловленную особенностями контактирующих вдоль разломов блоков литосферы разных плит.

Внутриплитные зоны землетрясений подразделяются на внутриокеанические, окраинноконтинентальные и внутриконтинентальные. Внутриокеанические зоны землетрясений могут быть приурочены к трансформным разломам, океаническим хребтам и островным архипелагам.

Окраинноконтинентальные зоны землетрясений подразделяются на зоны активных континентальных окраин и зоны пассивных континентальных окраин.

Внутриконтинентальные зоны землетрясений подразделяются на зоны возрожденных горстовых горных дуг и зоны формирующихся зачаточных рифтов и прогибов.

В пределах всех перечисленных панрегиональных по масштабам зон землетрясений имеется довольно много разнообразных полирегиональных и региональных зон, которые здесь не классифицируются.

Сейсмические толчки. Землетрясение начинается с разрыва пород в очаге. При разрыве происходит мгновенное снижение напряжения, но оно сменяется импульсами вновь возрастающих напряжений вследствие сдвига литосферных блоков по образовавшемуся разрыву. Процесс этот развивается в сейсмическом очаге лавинообразно — в виде серий последовательных толчков — сейсмических ударов. Они подразделяются на толчки, предваряющие главное землетрясение, или **форшоки,** на **главные толчки** и на последующие за главными, или **афтершоки.**

Форшоки происходят в результате накопления упругой деформации в начале сейсмических подвижек в очаговой зоне землетрясения. Обычно сила

форшоков нарастает с каждым очередным толчком. По мере скачкообразного нарастания разрывов в очаговой области землетрясения происходит перемещение очагов форшоков с постепенным приближением их к будущему очагу главного толчка. Ему условно соответствует **гипоцентр землетрясения.** Вертикальная проекция гипоцентра на поверхность Земли называется **эпицентром землетрясения.** Его площадь может достигать десятков квадратных километров. Эта область называется **эпицентральной.** В настоящее время гипоцентр землетрясения понимается не как геометрическая точка, а как некоторый (иногда очень большой) объем литосферы. Соответственно этому эпицентр понимается как вертикальная проекция этого объема на земную поверхность, т. е. как эпицентральная область. Конечно, и каждому из форшоков тоже соответствуют свои частные гипоцентры и эпицентры. В эпицентре сила сотрясения поверхности Земли наибольшая. По мере удаления от эпицентра сила сотрясения быстро уменьшается. Подсчитано, что при увеличении расстояния в два раза количество сейсмической энергии, приходящейся на единицу поверхности, уменьшается в 10—12 раз.

Линии, соединяющие пункты с равной силой сотрясения на поверхности земли, называются **изосейстами.** Область, оконтуренная изосейстой максимального значения, называется **плейстосейстовой областью землетрясения** (плейстос — с греческого «наибольший»). Ее размеры могут измеряться сотнями и тысячами квадратных километров. Так, например, плейстосейстовая область Гоби-Алтайского землетрясения 4 декабря 1957 г. (Монголия) имела площадь около 7 тыс. км^2.

Афтершоки завершают высвобождение сейсмической энергии в очаговой области землетрясения. Их число может быть очень большим — многие сотни толчков. Обычно афтершоки группируются в серии толчков и ударов с постепенно убывающей силой. Однако на общем фоне этого убывания могут происходить отдельные толчки с возрастающей силой. Иногда они мало уступают по силе главному толчку. Такие аномально сильные афтершоки вызывают последующие за ними **вторичные афтершоки.**

Очаги сильных афтершоков, как правило, смещаются в пределах очаговой зоны землетрясения. Если очаги обычных афтершоков группируются около очага главного толчка, то в случае аномально сильных афтершоков они проявляются на противоположном конце разрывной сейсмической зоны в очаговой области землетрясения.

Афтершоки являются результатом «последействия» — восстановления нарушенного землетрясением равновесия между литосферными блоками. Аномально сильные афтершоки, наоборот, свидетельствуют о дальнейшем активном развитии сейсмического процесса в очаговой области землетрясения после главного толчка. Такие афтершоки представляют собой как бы самостоятельные землетрясения. Установлено, что афтершоки обычно сопровождают землетрясения с неглубоко залегающими очагами. При землетрясениях с глубиной очага более 100 км афтершоки происходят очень редко. Иногда сильные землетрясения начинаются без предваряющих их форшоков и не сопровождаются афтершоками. Довольно часто происходят и так называемые **рои землетрясений.** Это серии сильных и слабых толчков без четко выраженного главного толчка. Рои землетрясений приурочены к вулканическим районам, но могут быть и вне их (например, в Северной Италии).

Итак, сильное землетрясение представляет собой сложный сейсмотектонический процесс. Оно подготавливается длительное время путем постепенного накапливания упругой энергии на границах литосферных плит и блоков. Затем следует само землетрясение как процесс разрядки и снятия накопившихся напряжений с их перераспределением между соседними объемами пород. Скорость передачи напряжений в соседние объемы литосферы после землетрясения достигает 70 км за полгода, 100 км за год, 170 км за три года (*Райс,* 1982).

Главной причиной накопления упругой энергии является вязкое сцепление между литосферой и астеносферой при

движении литосферных плит по поверхности астеносферы. Возникающие при этом волны разгрузки напряжений распространяются вдоль границы той или иной литосферной плиты (*Райс,* 1982). Границы литосферных плит в сейсмических поясах Земли разбиты поперечными разломами на блоки. Граничные зоны плит как бы приспосабливаются к перемещению плит и блоков относительно друг друга. Это приспособление происходит посредством постепенного наращивания упругих напряжений до возникновения неустойчивого состояния с последующей мгновенной разрядкой в виде землетрясения, и происходит передача напряжений от одного литосферного блока к другим вдоль границы литосферной плиты. Этот процесс распространяется в разных плитах с разной скоростью. Так, вдоль северной границы микроплиты Малой Азии он протекает со скоростью 50—100 км в год, а вдоль западной границы Северо-Американской плиты — со скоростью 150—270 км в год (*Райс,* 1982).

Итак, очаги землетрясений представляют собой те или иные объемы литосферы. Гипоцентры же землетрясений понимаются как условно-минимальные объемы литосферы в пределах очагов, где начинаются ее разрывы при толчках. Гипоцентрам соответствуют эпицентры — вертикальные проекции их на поверхность земли.

При характеристике землетрясения обычно приводятся время сейсмических толчков с точностью до секунд, географические координаты эпицентров с точностью до сотых долей географических градусов, глубина гипоцентра. Вследствие сложности среды, в которой распространяются сейсмические волны, происходят ошибки в определении координат эпицентров. Они могут колебаться от плюс-минус нескольких километров до плюс-минус пятидесяти километров. В таких же примерно пределах могут быть и ошибки в определении глубин гипоцентров землетрясений. Как правило, характеристики землетрясений корректируются данными наблюдений на нескольких сейсмических станциях.

Энергия и частота повторяемости землетрясений. Для характеристики того или иного землетрясения важно знать выделенную им сейсмическую энергию. Слабые землетрясения, которые можно зарегистрировать при помощи современных сейсмографов на близких расстояниях от очага, имеют энергию около 10^{12} эрг. Самые сильные из когда-либо происходивших на Земле катастрофических землетрясений имели энергию около 10^{25} эрг.

Для определения количества энергии, выделившейся в очаге землетрясения, применяется условная величина, называемая **магнитудой** (М). Она определяется как логарифм отношения максимальных амплитуд волн данного землетрясения к амплитудам таких же волн некоторого стандартного землетрясения. Существуют различия в определении магнитуд для поверхностных, промежуточных и глубокофокусных землетрясений, зависящие от типа использования волн. Различают магнитуду по объемным волнам и магнитуду по поверхностным волнам. Магнитуда (М) изменяется от 0 до 10, но землетрясений с $M>9$ не бывает (см. табл. 1).

Таблица 1

Зависимость магнитуды (М) от энергии землетрясения (по Касахара, 1985)

Магнитуда, М	Энергия, эрг	Энергия, эрг	
4,0	$6{,}3\cdot10^{17}$	6,5	$3{,}6\cdot10^{21}$
4,5	$3{,}6\cdot10^{18}$	7,0	$2{,}0\cdot10^{22}$
5,0	$2{,}0\cdot10^{19}$	7,5	$1{,}1\cdot10^{23}$
5,5	$1{,}1\cdot10^{20}$	8,0	$6{,}3\cdot10^{23}$
6,0	$6{,}3\cdot10^{20}$	8,5	$3{,}6\cdot10^{24}$

Очень важно знать частоту возникновения землетрясений с той или иной энергией. Чем больше его энергия, тем реже оно происходит.

Землетрясения с бóльшими магнитудами происходят реже (см. табл. 2).

Таблица 2

Магнитуды землетрясений	Количество случаев в год	
	по Г. П. Горшкову, 1973	по Б. А. Борисову, 1982
$4 < M < 5$	7 000—5 000	15 000
$5 < M < 6$	1 000— 750	3 000
$6 < M < 7$	150— 100	100
$7 < M < 8$	20— 15	20
$M \geqslant 8$	1	3

Суммарное ежегодное количество очень слабых землетрясений (M<4) исчисляется многими сотнями тысяч.

При оценке возможностей повторения разных землетрясений в том или ином сейсмичном районе исходят из следующих правил. Если за определенный период в данном районе происходит примерно тысяча землетрясений с энергией 10^{12} Дж, то предполагается, что произойдет триста толчков с энергией 10^{13} Дж, сто землетрясений с энергией 10^{14} Дж, тридцать — с энергией 10^{15} Дж (*Шебалин,* 1974).

Для расчетов условно принимают величину сейсмической энергии ε того или иного землетрясения за величину полного потока кинематической и потенциальной энергии сейсмических волн, прошедших через сферу определенного радиуса, окружающую данный очаг. Для слабых землетрясений этот радиус принимают равным 10 км. Энергию ε выражают в джоулях или в эргах и записывают в виде формулы $\varepsilon=10^{K}$. Из предыдущей формулы следует: $K=\log\varepsilon$. Коэффициент K является показателем степени в формуле энергии землетрясения или показателем его **энергетического класса.** Такие классы обозначаются цифрами, соответствующими показателям степени. Характеристика классов землетрясений дана в табл. 3.

Таблица 3

Связь K с энергией и магнитудами землетрясений (по Шейдеггеру, 1987)

K	*Энергия землетрясения, Дж*	*Магнитуды, M*	
		для поверхностных волн	*для объемных волн*
7	10^{7}	1,2	3,3
8	10^{8}	1,9	3,7
9	10^{9}	2,6	4,1
10	10^{10}	3,3	4,6
11	10^{11}	4,0	5,0
12	10^{12}	4,7	5,5
13	10^{13}	5,4	5,9
14	10^{14}	6,1	6,3
15	10^{15}	6,8	6,8
16	10^{16}	7,5	7,2
17	10^{17}	8,2	7,7
18	10^{18}	8,9	8,1

Как видно из табл. 3, значения магнитуд поверхностных и объемных волн почти совпадают у землетрясений больших энергетических классов (магнитуда M=6,8).

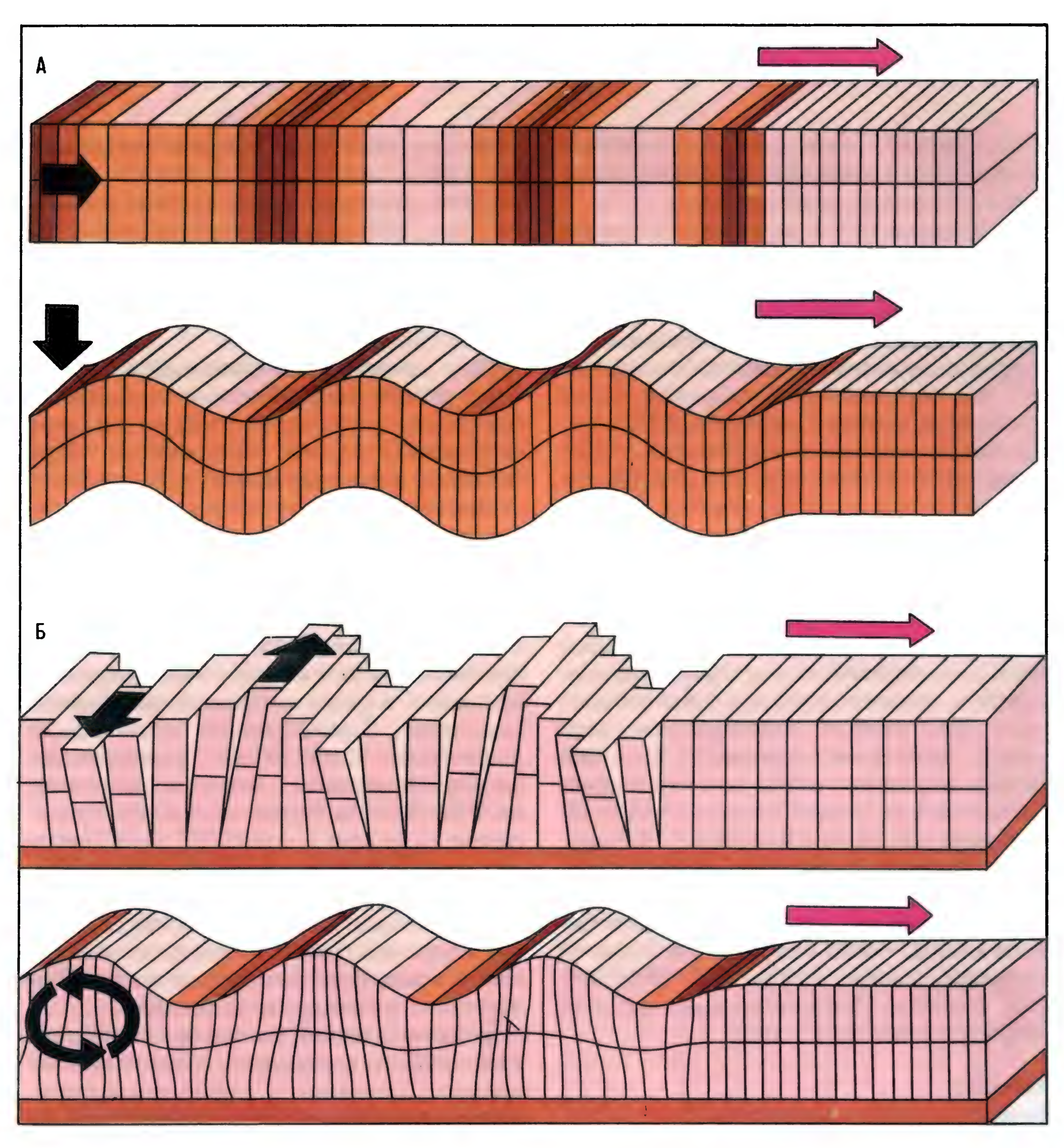
Итак, магнитуда, выражаемая шкалой Рихтера, обозначает энергию землетрясения, но не силу сотрясения земной поверхности. Последняя выражается другими специальными шкалами (см. ниже).

При относительно небольшой магнитуде и при неглубоком очаге может произойти катастрофически сильное сотрясение земной поверхности. При большой магнитуде и при глубоком залегании очага сотрясение земной поверхности бывает слабым, но распространяется на обширной территории. Так, например, землетрясение в Ташкенте 25 апреля 1966 г. имело магнитуду всего 5,1 и глубину очага 8 км. Оно выразилось восьмибалльным сотрясением поверхности земли и разрушением многих зданий (см. ниже). Землетрясения же с очагами на глубинах более 300 км, происходящие во многих регионах мира, проявляются на поверхности земли слабыми сотрясениями даже при больших (7,5—8,5) магнитудах.

Тем не менее в периодической печати, в сообщениях о землетрясениях, часто отождествляют силу сотрясения поверхности земли с магнитудой по шкале Рихтера, что, конечно, неправильно.

В геологических условиях возникновения слабых и сильных землетрясений имеются различия. Слабые землетрясения с магнитудой менее 4 возникают во многих поверхностных активных геологических структурах — при складкообразовании, общем изгибе литосферы, при образовании небольших разломов и т. д. Сильные землетрясения с магнитудой более 6 обусловлены мощными движениями крупных структур литосферы и мантии. Они возникают в зонах длительно и унаследованно развивающихся разломов вследствие оживления их в новейшее время (последние 25 млн лет). Наиболее распространены такие разломы и соответственно им сильные землетрясения на границах крупных литосферных плит, но они имеют место и внутри плит.

В то же время между сильными и слабыми землетрясениями имеется сложная связь. Так, в Японии сильным



Типы сейсмических волн: А. Вверху продольные (P), внизу поперечные (S); Б. Смещение грунта на земной поверхности при прохождении волн Лява (вверху) и Релея (внизу)

землетрясениям предшествуют аномальные рои слабых.

Такой рой землетрясений начался в ноябре 1978 г. восточнее п-ова Идзу в Японии, а сильное землетрясение (M=6,7) произошло 29 июня 1980 г. (*Karakama et al.*, 1980).

Установлено также, что очень сильные землетрясения как бы предотвращают на некоторое время возникновение новых. Здесь, конечно, не идет речь об их афтершоках, завершающих сильные землетрясения. Различная частота в зависимости от силы присуща и афтершокам сильных землетрясений. Так, после Ташкентского землетрясения в апреле—мае 1966 г. в течение этого же года произошло 900 афтершоков, в 1967 г. — 100, в 1968 г. — 45, а в 1969 г. — 2 афтершока. Они имели разную энергию. Чем больше была энергия того или иного афтершока, тем реже он возобновлялся (*Уломов,* 1971).

Сейсмические волны. При разрывах пород в очагах землетрясений высвобождается упругая энергия. Очень небольшая часть этой энергии переходит в энергию **объемных сейсмических волн,** распространяющихся от очага землетрясений. Объемные сейсмические волны порождают на поверхности Земли **поверхностные сейсмические волны,**

распространяющиеся по поверхности и проникающие также на некоторую глубину.

Объемные сейсмические волны бывают продольными и поперечными. Продольные волны представляют собой чередующиеся импульсы сжатия и растяжения породы в направлении хода сейсмической волны. Поперечные волны — чередующиеся колебания частиц породы в направлениях, перпендикулярных ходу волны. Скорость распространения объемных сейсмических волн зависит от плотности пород. Чем плотнее порода, тем больше скорость в ней сейсмических волн. Продольные волны распространяются в 1,7 раза быстрее поперечных. Так, в земной коре с плотностью 2,6—3,1 гр/см^3 скорость продольных волн изменяется от 5,5 до 6,3 км/с, а поперечных — от 3,2 до 3,7 км/с. В верхней мантии с плотностью пород от 3,2 до 4,1 гр/см^3 скорость продольных волн возрастает от 7,8 до 8,6 км/с, а поперечных — до 4,3 км/с.

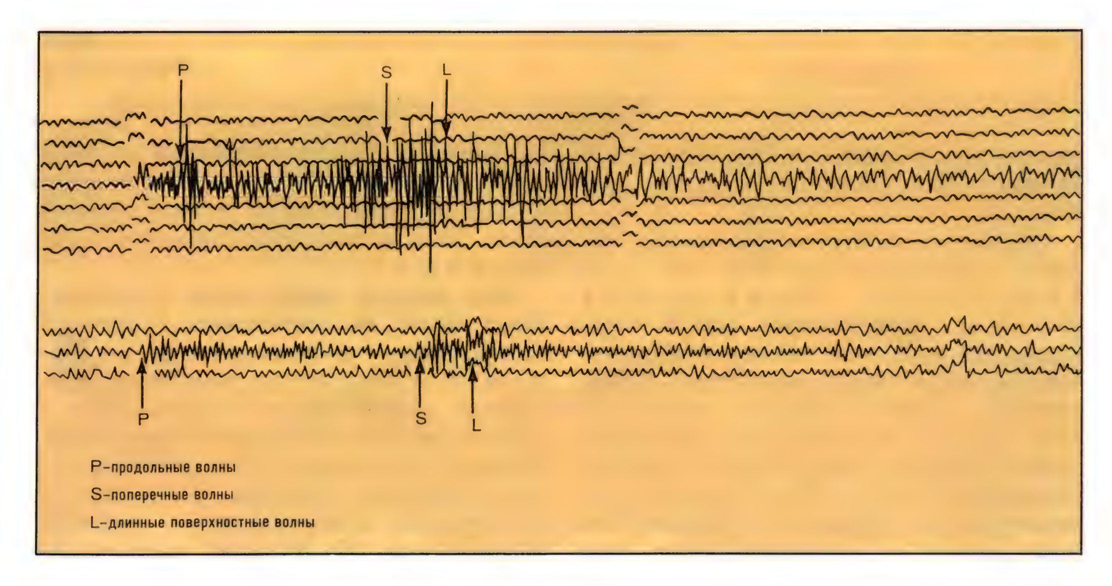
Амплитуда колебаний породы на поверхности земли при прохождении продольных и поперечных волн различна. Для поперечных волн она в 3,75 раза больше, чем для продольных волн. Однако с удалением от эпицентра землетрясения эта разница быстро уменьшается, и на расстоянии в несколько сот километров от эпицентра она составляет лишь 10—15%.

Период колебаний поперечных волн составляет 11—13 сек. Однако следует сказать, что исходящие от сейсмического очага поперечные волны неоднородны по частоте. Частотный спектр содержит короткопериодные (0,1—0,5 Гц), среднепериодные (1—2 Гц) и длиннопериодные колебания. Их соотношения изменяются по мере удаления волны от гипоцентра за счет более сильного поглощения короткопериодных колебаний в ближайшей к гипоцентру области. Так, на расстоянии меньше двух географических градусов, считая по градусной сети земного шара, происходит сильное поглощение короткопериодных поперечных колебаний. На расстоянии около пяти градусов от гипоцентра и соответствующего ему эпицентра на дневную поверхность выходит сложная система волн, отраженных от глубинных поверхностей раздела пород с разной плотностью. Эти волны называются отраженными.

При падении продольных и поперечных волн на свободную (дневную) поверхность возникают поверхностные волны. Они характеризуются пониженными сравнительно с прямой волной кажущимися скоростями, большой интенсивностью, низкочастотным спектром, быстрым затуханием с глубиной и длительными во времени колебаниями. На больших расстояниях от источника они гораздо интенсивнее объемных волн. Поверхностные волны подразделяются на волны Лява, Релея и псевдорелеевские. Волны Лява линейно поляризованы в плоскости, перпендикулярной ходу волны. Поверхностные волны Релея распространяются несколько медленнее волн Лява, но на небольших расстояниях от эпицентра обе эти волны приходят к сейсмографу одновременно. Волны Релея эллиптически поляризованы в вертикальной плоскости, направленной на источник колебаний — гипоцентр, т. е. частицы грунта описывают при прохождении этих волн эллипсы в вертикальной плоскости, против часовой стрелки.

Амплитуды длинных волн Лява и Релея являются максимальными для того или иного данного сейсмического толчка. Период этих волн достигает нескольких секунд. Следует отметить, что при сильных землетрясениях происходит интерференция волн Лява и Релея, а также интерференция двух волн Релея или Лява между собой. Волны Лява оказывают разрушающее воздействие на постройки преимущественно в горизонтальном направлении, а волны Релея — преимущественно в вертикальном. При интерференции волн их разрушающая сила возрастает.

При падении тех или иных сейсмических волн на поверхность раздела пород с резко различной плотностью (поверхность ядра Земли, поверхность Мохоровичича, внутрикоровые поверхности и др.) происходит сложное отражение и преломление волн. Такие волны называ-



Сейсмограммы неглубокого — 12 км (вверху) и промежуточного — 228 км (внизу) землетрясений: P — продольные волны; S — поперечные волны; L — длинные поверхностные волны

ются обменными. При этом может происходить превращение одних волн в другие. Так, продольные волны могут при отражении стать поперечными. Их обозначают символом $P\bar{S}$. Однако они могут остаться и продольными. Это волны $P\bar{P}$. Сходным образом поперечные волны могут превратиться при отражении в продольные $S\bar{P}$. Иногда наблюдается многократное превращение волн при нескольких их отражениях: $P\bar{S}P$, $S\bar{S}P$ и др.

Запись приходящих в тот или иной пункт волн осуществляется несколькими разными сейсмографами. Каждый из них предназначен для записи определенных типов волн. Кроме того, в каждом типе их с помощью особой аппаратуры ведется запись коротко-, средне- и длиннопериодной компоненты той или иной волны.

Результаты записи выглядят в виде сейсмограммы, показанной на рис. 10. На ней видны волны первых вступлений продольных волн (undae primae, P). Затем идет запись поперечных волн (undae secundae, S). В конце записи на сейсмограмме видны колебания, вызванные длинными волнами (undae longae, L).

Глубины очагов землетрясений. По глубине возникновения землетрясения подразделяются на **поверхностные, промежуточные** и **глубокофокусные. Поверхностными** условно считаются сейсмические толчки, происходящие на глубинах до 50—60 км. В молодой континентальной литосфере орогенных поясов и молодых платформ это соответствует мощности земной коры. К промежуточным землетрясениям относят те из них, которые происходят на глубинах от 60 до 300 км. Более глубокие землетрясения относят к глубокофокусным.

Гутенберг и Рихтер (1948) подсчитали, что 85% сейсмической энергии Земли выделяется в виде землетрясений с глубиной очага, не превышающей 70 км, т. е. при поверхностных землетрясениях. На долю промежуточных толчков приходится 12% сейсмической энергии, глубокофокусные же обеспечивают только 3%. Максимальные глубины землетрясений, зафиксированные аппаратурой, составляют 780 км (море Фиджи и о-ва Самоа). По-видимому, глубже 800—900 км землетрясения происходить не могут (*Жарков*, 1980).

Распределение сейсмических толчков в той или иной разломной зоне по глубинам происходит неравномерно. На одних глубинах происходит сосредоточение очагов землетрясений, а на других они отсутствуют или встречаются редко. Так, в орогенных поясах подавляющее количество сейсмических толчков происходит на глубинах от 10 до 50 км. Второй максимум их находится на глубинах 100—150 км, третий — на глубинах 200—250 км. Для островных дуг имеются иные, но в общем сходные неравномерности в распределении сейсмических толчков по глубинам в зонах Заварицкого—Беньоффа. На Земле в целом

число сильных (M≥7) землетрясений и выделенная ими энергия распределены по глубинам неравномерно. Имеются два максимума, приуроченные к глубинам 350 и 600 км. Эти глубины соответствуют зонам перехода состояния вещества в мантии Земли (*Abe, Kanamori*, 1979).

Чем глубже расположен очаг, тем большую территорию охватывают сейсмические проявления при равной энергии землетрясения. Поэтому очень сильные промежуточные и глубокофокусные землетрясения охватывают огромные территории, измеряемые миллионами квадратных километров. Поверхностные же землетрясения в большинстве случаев проявляются только вблизи разломных зон. При глубине очага в несколько километров сильные проявления землетрясений наблюдаются только над разломами и быстро затухают в удалении от них. Таково было землетрясение, разрушившее центральную часть города Ташкента в 1966 г. и относительно слабо проявившееся на его периферии (очаг располагался по разлому под центром города на глубине 8 км).

Проявление землетрясений на поверхности Земли и в приповерхностной зоне. Объемные и поверхностные сейсмические волны оказывают сильное воздействие на геологические структуры, на подземные воды, на рельеф обширных районов. Они производят разрушения построек, инженерных сооружений, путей сообщения. В море, в некоторых специфических условиях, землетрясения возбуждают особые волны — цунами, производящие большие разрушения на берегах.

Воздействие сейсмических волн на горные породы разнообразно. В частности, оно сказывается в возбуждении при землетрясениях электромагнитных излучений частотой 27, 81, 170, 385, 1630 кГц, в возмущениях атмосферного электрического потенциала, в возникновении специфических световых эффектов.

Наблюдения за землетрясениями в Иране, Средней Азии, Японии, Западной Европе показали, что импульсы сильного сжатия, распространяющиеся в породах в связи с назревающим землетрясением, сильно изменяют электромагнитное поле на обширных территориях. Эти изменения фиксируются чувствительными приборами за несколько часов до землетрясения. Во время землетрясения 4 марта 1977 г. в Южных Карпатах, разрушившего Бухарест, отмечалось повышенное количество электрических разрядов в воздухе за несколько часов до начала землетрясения. Поэтому возникновение таких аномалий электромагнитного поля может служить предупреждением о возможном землетрясении за несколько часов до него.

Световые эффекты, возникающие перед землетрясением, довольно разнообразны. Это полное или частичное свечение неба, поверхности Земли, склонов и вершин гор. Иногда световые эффекты выражаются яркими вспышками, молниями без грозовых явлений. Область проявления световых эффектов соответствует эпицентральной зоне землетрясения, но иногда может быть и значительно большей (Электромагнитные предвестники землетрясений, 1981).

Влияние землетрясений на подземные воды довольно разнообразно. Во-первых, отмечается скачкообразное изменение уровней подземных вод в скважинах и колодцах перед землетрясением. Это происходит вследствие раскрытия одних и закрытия других трещин в породах по мере распространения через них импульсов сжатия и растяжения. На нефтяных промыслах, расположенных в активных сейсмических областях, перед землетрясением происходит резкое изменение обводнения добываемой из скважин нефти (*Киссин*, 1982). Так, перед Исфара-Баткенским землетрясением 31 января 1977 г. (M=6,1) в Ферганской долине обводненность нефти, добываемой на месторождении Айритан, резко снизилась за несколько дней до главного толчка. Перед Дараут-Курганским землетрясением 1 ноября 1978 г. (M=6,8) на том же Айританском месторождении произошло повышение обводненности скважин. После землетрясения обводненность добываемой из скважин нефти снова становится обычной для того или иного месторождения.

Очень часто перед землетрясением изменяется химический состав подзем-

ных вод за счет поступления в них глубинных газов и растворов (особенно радона и гелия). Это объясняется раскрытием глубоких трещин и усиленной миграцией газов из глубины (*Осика*, 1981). Сильное увеличение содержания радона в подземных водах отмечалось перед Ташкентским землетрясением в 1966 г., при Сарыкамышском землетрясении в 1970 г. (*Уломов*, 1971).

Подземные воды реагируют на изменение состояния пород (сжатия и растяжения) перед землетрясением повышенным пластовым давлением и миграцией по трещинам. Это явление называется эффектом Вартаняна — Куликова.

При очень сильных землетрясениях (М=7 и более) сильно изменяется режим подземных и поверхностных вод. Происходит исчезновение источников, ручьев и даже рек с появлением их в других местах, однако через некоторое время прежний режим восстанавливается. Вследствие мощных вертикальных импульсов — сейсмических толчков — происходит вертикальный фонтанный выброс воды из колодцев и скважин.

Наличие грунтовых вод под сооружениями усиливает разрушительную силу сейсмических толчков, так как вода действует наподобие гидравлического поршня в почвенных каналах. При частых сейсмических толчках происходит разжижение грунтов. Этим объясняется повышенная подвижность грязе-каменных масс, сползающих при землетрясениях с обводненных склонов. Такие грязе-каменные потоки распространяются по долинам рек на десятки километров, как это было в Андах неоднократно при сильных землетрясениях.

Особого рода последствия землетрясений представляют собой выплески воды из бассейнов, озер и заливов при обрушении в них пород, обвалившихся во время сильных толчков. Так, во время Аляскинского землетрясения 10 июля 1958 г. при обвалах со склонов прибрежных хребтов из бухты Литуя была выплеснута вода на прибрежные склоны до высоты в 516 м.

Сейсмодислокации. Катастрофические землетрясения очень часто сопровождаются деформациями поверхности Земли. Такие деформации получили название сейсмодислокаций. Они обусловлены двумя причинами — подвижками крупных блоков земной коры и сейсмическими волнами. По своему генезису сейсмодислокации подразделяются на сейсмотектонические, гравитационно-сейсмотектонические, сейсмогравитационные (*Солоненко,* 1977).

Сейсмотектонические дислокации представляют собой блоковые перемещения пород и массивов и связанные с ними трещины и разрывы, возникшие при землетрясениях. При особенно сильных сейсмических катастрофах происходят подвижки целых горных кряжей и хребтов. Так, например, во время Муйского землетрясения (М=7,8) в Становом хребте 27 июня 1957 г. горный кряж Удокан поднялся на 1,5 м вверх и более чем на 1 м сдвинулся к северо-востоку. В Монголии во время Гоби-Алтайского сильного землетрясения 4 декабря 1957 г. хр. Гурбан-Богдо длиной 275 км и шириной до 30 км поднялся вверх на 10 м и почти на 9 м сместился к востоку.

По разломам, оконтуривающим такие смещенные блоки земной коры, возникают вторичные тектонические структуры — взбросы, сдвиги, надвиги и др. с амплитудами от десятков сантиметров до десятков метров.

Существует некоторая связь между магнитудой землетрясения и длиной сейсмогенных разломов. Так, например, при землетрясении с М=8,5 длина поверхностных сейсмогенных разрывов может достигать 40 км. Однако для каждого сейсмического пояса и даже для того или иного района эти соотношения изменяются в зависимости от конкретных геологических условий.

Гравитационно-сейсмотектонические дислокации обусловлены тектоническими подвижками в совокупности с движениями горных пород под воздействием силы тяжести, соучаствующей в образовании сейсмогенных структур. Так, сильно выветренные породы горных вершин при землетрясениях большой силы разрушаются и катастрофически быстро смещаются вниз. Примером является структурный клин обрушения

на г. Битут в хр. Гурбан-Богдо во время Гоби-Алтайского землетрясения в Монголии. Здесь произошел срыв горной вершины, расположенной между сейсмическими разрывами с глубоким проседанием сорванного и смещенного при землетрясении объема пород. Этот процесс охватил территорию в 107 тыс. м^2. При этом половина смещенной массы оказалась погребенной, а другая половина образовала завалы высотой до 200 м. Амплитуда перемещения достигла 328 м. При землетрясении в Прибайкалье в 1862 г. в северо-восточной части дельты Селенги произошло опускание местности площадью 200 км^2 с образованием залива Провал глубиной до 11 м.

Сейсмо-гравитационные дислокации происходят под воздействием силы тяжести — гравитационные процессы усиливаются при землетрясениях, которые становятся «спусковым механизмом» для этих процессов. Таковы многочисленные обвалы и оползни при землетрясениях. Часто при землетрясениях происходят оседания склонов, образование глыбовых осыпей, каменных потоков. Частые сейсмические толчки способствуют вибрационному разжижению обвальных масс и их растеканию на большие расстояния. Так, при Хаитском землетрясении в Таджикистане в 1949 г. обрушившиеся массы скальных пород, смешанных с глинистыми грунтами, распространились на 10 км от места обвала по долинам рек Сурхоба и Ясмана. При Перуанском землетрясении в 1970 г. такие обвальные массы распространились по долинам еще дальше — на 16 км. В Заилийском Алатау древние сейсмогенные обвалы обнаруживаются даже в 30 км от возможного первоначального места возникновения.

Цунами. Цунами — длиннопериодные гравитационные морские волны, возникающие при землетрясениях, очаги которых расположены под дном этих акваторий. Они возникают при особых условиях поддвига океанической литосферы под активные окраины континентов в тех случаях, когда на глубине — в зонах Заварицкого—Беньоффа — возникают резкие их перегибы, около которых и происходят сейсмические удары. Длина цунами на поверхности океана достигает сотен километров. Цунами имеют большую скорость распространения на поверхности воды (несколько сот километров в час) и огромную кинетическую энергию. Около берегов, особенно в узких проливах и на мелководье, происходит торможение передовых частей цунами и нарастание их высоты. Скорость несколько уменьшается, но остается все еще очень большой (100—200 км в час), а высота волн достигает 20—30 м. Поэтому цунами производят колоссальные разрушения на берегах. Следует отметить, что катастрофическое действие цунами возникает при землетрясениях с М около 8. Цунами распространены в акваториях моря неравномерно. По данным Н. А. Щетникова (1981), на Тихий океан приходится 75% всех цунами, на Средиземное море — 12, на Атлантический океан — 9%. Особенно сильные цунами происходят в Японии.

Балльность землетрясений. Воздействие сейсмических волн на постройки и инженерные сооружения оценивается в баллах по той или иной шкале. В России принята двенадцатибалльная международная шкала сейсмической активности MSK-64, разработанная С. В. Медведевым, В. Шпонхойером, В. Карником. Эта шкала рекомендована ЮНЕСКО для применения всеми европейскими странами.

Сила сейсмических сотрясений по шкале MSK-64 оценивается комплексно по различным показателям: по повреждениям различных типов зданий, по ощущениям людей и колебаниям предметов, по деформациям грунтов, изменениям режима грунтовых и поверхностных вод (*Медведев*, 1968).

В сейсмостойком отношении строительные сооружения подразделяются на три типа — А, Б, В. Тип А — здания из рваного камня, сельские постройки, дома из кирпича-сырца, глинобитные дома. Тип Б — кирпичные дома, здания крупноблочного типа, здания из естественного тесаного камня. Тип В — здания панельного типа, каркасные железобетонные здания, деревянные дома.

Повреждения зданий при землетрясениях, согласно шкале MSK-64, подразделяются на пять степеней.

Первая степень — легкие повреждения: тонкие трещины в штукатурке и откалывание небольших ее кусков.

Вторая степень — умеренные повреждения: небольшие трещины в стенах, откалывание довольно больших кусков штукатурки, падение кровельной черепицы, трещины в дымовых трубах, падение частей труб.

Третья степень — тяжелые повреждения: большие, глубокие, сквозные трещины в стенах, падение дымовых труб.

Четвертая степень — разрушения: обрушения внутренних стен и стен заполнения каркасов, проломы в стенах, обрушения частей зданий, разрушение связей между частями зданий.

Пятая степень — обвалы: полное разрушение зданий.

Ниже приводится описание баллов шкалы MSK-64 в пределах от 5 до 12 баллов.

Пять баллов. Легкий скрип полов и перегородок. Дребезжание стекол в окнах. Осыпание побелки. Движение незакрытых дверей и окон. В отдельных зданиях легкие повреждения. Качаются висячие предметы. Из наполненных сосудов выплескивается жидкость. Неустойчивые предметы на полках опрокидываются. Небольшие волны в непроточных водоемах. В единичных случаях меняется дебит источников. Землетрясения ощущаются всеми людьми внутри зданий и большинством вне их.

Шесть баллов. Повреждения первой степени в отдельных зданиях типа Б и во многих зданиях типа А; в отдельных зданиях типа А повреждения второй степени. Сильно качаются висячие предметы. Останавливаются маятниковые часы. В немногих случаях — оползни, на сырых грунтах возможны трещины до 1 см; в горных районах — отдельные оползни. Возможны изменения дебита источников и уровня воды в колодцах. Ощущается всеми людьми.

Семь баллов. Во многих зданиях типа В повреждения первой степени, а в отдельных — второй степени. Во многих зданиях типа Б повреждения второй степени и в отдельных — третьей степени. Во многих зданиях типа А повреждения третьей степени, а в отдельных — четвертой степени. Трещины в каменных оградах. В домах легкая мебель сдвигается. С полок падают книги, посуда. В отдельных случаях оползни на проезжей части дорог на крутых склонах, трещины на дорогах. Нарушение стыков трубопроводов. В отдельных случаях — изменения дебита источников и уровня воды в колодцах. В немногих случаях возникают новые или пропадают существующие источники. Отдельные случаи оползней на песчаных или гравелистых берегах рек. Всеобщий испуг — люди покидают здания.

Восемь баллов. Во многих зданиях типа В повреждения второй степени, а в отдельных случаях — третьей степени. Во многих зданиях типа Б повреждения третьей степени и в отдельных — пятой степени. Во многих зданиях типа А повреждения четвертой, а в отдельных — пятой степени. Мебель сдвигается с места. Люди с трудом удерживаются на ногах. Памятники и статуи сдвигаются. Надгробные памятники опрокидываются. Каменные ограды разрушаются. Небольшие оползни на крутых откосах выемок и насыпей дорог; трещины в грунтах достигают ширины нескольких сантиметров. Возможно возникновение новых водоемов. Во многих случаях изменяется дебит источников и уровень воды в колодцах, иногда пересохшие колодцы наполняются водой, а существующие иссякают.

Девять баллов. Во многих зданиях типа В повреждения третьей, а в отдельных — четвертой степени. Во многих зданиях типа Б повреждения четвертой, а в отдельных — пятой степени. Опрокидывание и поломка мебели в домах. Значительные повреждения берегов искусственных водоемов. Разрывы частей подземных трубопроводов. В отдельных случаях — искривления рельсов и повреждения проезжих частей дорог. На равнинах происходят наводнения, наносы песка и ила. Трещины в грунтах достигают ширины 10 см, а по склонам и берегам — свыше 10 см. Частые оползни и осыпание грунтов, обвалы горных пород.

Десять баллов. Во многих здания типа Б обвалы. Во многих зданиях типа В разрушения и в отдельных — обвалы. Зна-

чительные повреждения насыпей и домов. Местные искривления железнодорожных рельсов. Разрывы трубопроводов. Деформация дорог. Обвалы фабричных труб, башен, памятников. Трещины в грунтах шириной несколько дециметров и в отдельных случаях до метра. Обвалы скал в горных районах и у морских берегов. Большие оплывины песчаных и глинистых масс. Прибой и выплескивание воды в водоемах и реках. Возникновение озер.

Одиннадцать баллов. Общее разрушение зданий. Разрушение насыпей на больших протяжениях. Трубопроводы приходят в полную негодность. Железнодорожные пути искривляются на больших отрезках. Образуются многочисленные трещины на поверхности земли. Вертикальные перемещения пластов. Большие обвалы и оползни. Из трещин выступают водонасыщенные рыхлые отложения. Сильно меняется режим в источниках и водоемах, а также уровень грунтовых вод. Гибель многих людей и животных.

Двенадцать баллов. Всеобщее разрушение зданий и сооружений. Громадные обвалы и оползни. Значительные вертикальные и горизонтальные разрывы и сдвиги. Большие изменения режима подземных и поверхностных вод. Образуются водопады, новые озера. Изменяются русла рек. Гибнет значительная часть населения.

Шкала MSK-64 дополнялась. Последние изменения в нее внесены в 1982 г. Институтом физики Земли АН СССР (*Ершов, Шебалин,* 1984). Новая шкала получила название MMSK-84 (Модифицированная MSK-84). В ней уточнена степень разрушения зданий в зависимости от их типа, уточнено воздействие толчков на предметы быта. По сравнению со шкалой MSK-64 она дает незначительное усиление балльности. Так, при Кумдагском землетрясении 14 марта 1983 г. при балльности 8 баллов это усиление по новой шкале составило 0,2 балла (*Гарагозов, Ершов, Попова,* 1985). На практике сейчас применяются обе эти шкалы.

В настоящее время в разных странах применяют разные шкалы балльности землетрясений. Так, в Западной Европе с 1902 г. использовалась двенадцатибалльная шкала Меркалли, которая в 1917 г. была преобразована в двенадцатибалльную шкалу Меркалли — Канкани — Зиберга (МКЗ-17). Позднее она тоже была преобразована — в шкалу ММ-31.

Сейчас в Западной Европе применяют шкалы МКЗ-17 и ММ-31. В США и Канаде принята двенадцатибалльная шкала ММ-31 (Модифицированная Меркалли). Баллы ее практически мало отличаются от соответствующих баллов шкалы MSK-64.

В Японии применяется семибалльная шкала АМ-50. В ней балл один объединяет баллы один и два шкалы MSK-64; балл два соответствует баллам три и четыре MSK-64; балл три соответствует баллу пять MSK-64; балл четыре — баллам шесть и семь MSK-64; балл пять соответствует баллу восемь MSK-64; балл шесть — баллам девять и десять MSK-64; балл семь японской шкалы соответствует баллам одиннадцать и двенадцать MSK-64.



Раздел первый

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ РИФТОВЫХ ХРЕБТАХ

Комплекс впадин Мирового океана занимает 361 069 тыс. км^2 (70,8% площади Земли). Он подразделяется на четыре океанические впадины, занятые водами океанов: Тихого (179 679 тыс. км^2), Атлантического (93 363 тыс. км^2), Индийского (74 917 тыс. км^2), Северного Ледовитого (13 100 тыс. км^2). Каждая из этих впадин представляет собой планетарную тектоническую структуру, сформировавшуюся в определенное геологическое время. Так, возраст впадины Тихого океана около 200 млн лет, Атлантического и Индийского — около 150—170 млн лет, Северного Ледовитого — около 50 млн лет (*Деминицкая, Иванов, Литвинов*, 1981).

Океаническая литосфера имеет тем более древний возраст, чем дальше расположена она от осей подводных срединно-океанических хребтов, где она образовалась. Срединно-океанические рифты представляют собой раздвиговые границы расходящихся литосферных плит. С ними связаны сейсмические пояса, где происходят землетрясения с очагами на глубинах в несколько километров.

Срединно-океанические хребты пересекаются **поперечными трансформными разломами**, по которым происходят **сдвиги осевых разломов.** Они активны близ этих разломов, но в удалении от них затухают и превращаются в пассивные структуры. Однако впоследствии они могут снова активизироваться. Трансформные разломы представляют собой второй тип границ литосферных плит. Это границы сдвигового характера. Амплитуда перемещения по ним достигает десятков и сотен километров. Например, горизонтальное смещение участка Срединно-Атлантического хребта по разломам Романш в Атлантическом океане достигает 800 км. К трансформным разломам приурочены относительно небольшие сейсмические пояса, в которых происходят землетрясения с глубинами очагов от 5—7 до 35—40 км. Несколько большая глубина очагов по сравнению с землетрясениями в срединно-океанических рифтах объясняется увеличением мощности литосферы по мере ее остывания при раздвижении от осей рифтов (*Bergman, Solomon,* 1980; *Okal,* 1983).

На периферии некоторых океанических впадин происходит поглощение океанической литосферы вследствие ее опускания в глубины мантии по разломным зонам Заварицкого — Беньоффа. Это третий тип границ литосферных плит. С ними связаны землетрясения с поверхностными (в пределах земной коры), промежуточными (60—300 км) и глубокофокусными (глубина > 300 км) очагами.

Таким образом, в океанических впадинах имеются **три типа сейсмических поясов: срединно-океанические рифтовые, трансформные и периферийные.** В дальнейшем трансформные сейсмические пояса будут описаны совместно со срединно-океаническими рифтовыми.

Срединно-океанические рифтовые хребты являются одной из главных форм рельефа дна Мирового океана. Они образуют планетарную систему длиной около 100 тыс. км и занимают площадь приблизительно 62 845 км^2. Это составляет около 17,2% площади дна Мирового океана. На осях хребтов можно выделить два типа рифтов. Это с р е д и н н о - а т л а н т и ч е с к и й и в о с т о ч н о - т и х о о к е а н с к и й типы (*Каракин, Лобковский,* 1981). В срединно-атлантическом типе рифтов излияния базальтов происходят прерывисто — в течение определенных тектонических фаз, разделенных периодами покоя. В восточно-тихоокеанском типе рифтов излияния базальтов происходят непрерывно и равномерно. Эти различия объясняются разной скоростью раздвижения литосферных плит. Она значительно больше (4—5 см в год) в восточно-тихоокеанских рифтах. Поэтому эти рифты имеют выпуклый сглаженный поперечный профиль. Напор базальтовой магмы здесь невелик, и теоретически вычисленный уровень ее поверхности, который она имела бы при свободном подъеме, лишь касается

←
Рельеф дна Атлантического океана и западной части Индийского океана.

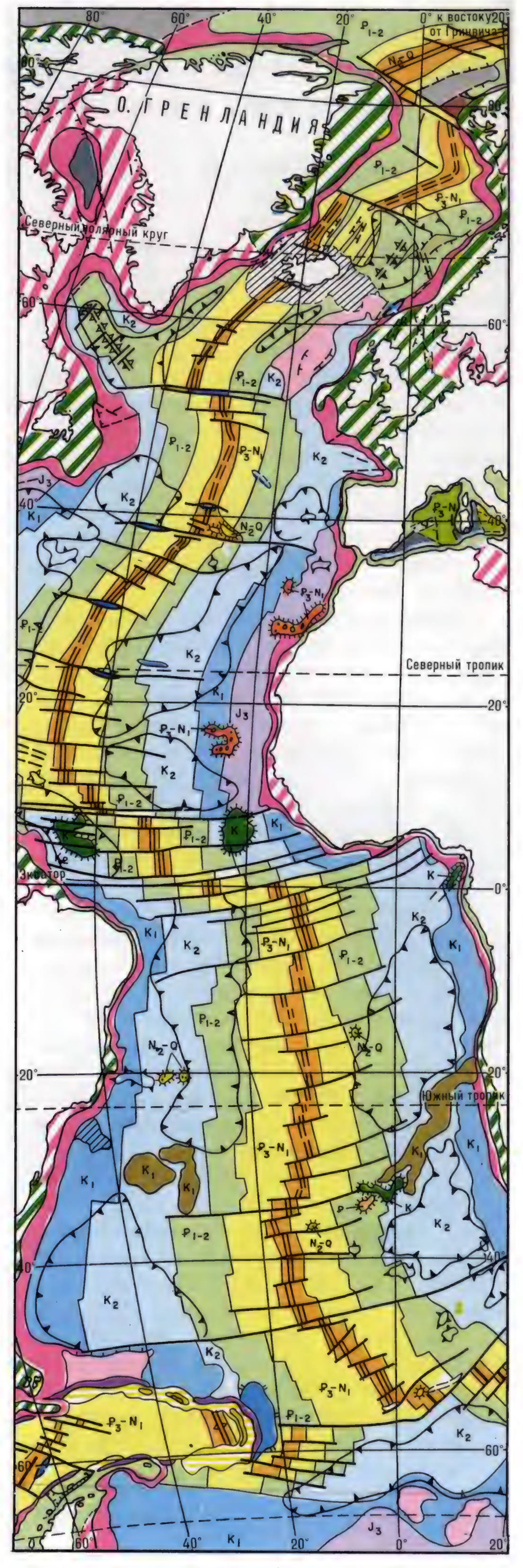
поверхности дна океана. В срединно-атлантическом типе рифтов поперечный профиль хребта имеет вогнутый характер. Теоретически вычисленная поверхность магмы поднимается высоко над поверхностью дна океана. Поэтому и землетрясения, приуроченные к осевым рифтам разного типа, отличаются друг от друга. Они менее сильные и более частые в рифтах восточно-тихоокеанского типа.

К срединно-океаническим рифтовым хребтам приурочены землетрясения с магнитудой 4,0—5,5, с глубинами очагов от 2 до 5 км (*Деминицкая, Иванов, Литвинов,* 1981). В трансформных разломах происходят землетрясения с магнитудой до 7,2—8,0, глубина очагов увеличивается до 30—40 км (*Okal, Stewart,* 1982). В срединно-океанических рифтовых хребтах землетрясения иногда группируются в рои, которые приурочены к осевым рифтам, в местах, где они пересекаются трансформными разломами. Землетрясения в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов имеют преимущественно сбросовый характер. В их очагах максимальное растяжение литосферы происходит в направлении, перпендикулярном простиранию рифта. В трансформных же разломах землетрясения сопровождаются сдвиговыми деформациями литосферы. Плоскость, в которой происходит сдвиг, ориентирована вертикально по простиранию разломов. По данным Т. Френкиса (*Francis,* 1968), сейсмическая энергия, высвобождающаяся при землетрясениях в срединно-океанических рифтах Атлантики (длина рифта 18 520 км), достигает 10^{20} эрг в год.

Часть первая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В АРКТИЧЕСКО-АТЛАНТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Впадины Северного Ледовитого и Атлантического океанов образуют единую систему депрессий планетарного масштаба. Она сформировалась вслед-



Тектоническая карта дна Атлантического океана



Легенда к карте (ВСЕГЕИ Мингео СССР, 1984, с упрощениями)

ствие различных тектонических процессов. Одним из главных было раздвижение литосферных плит: Евразийской и Северо-Американской в северной половине системы, Африканской и Южно-Американской в южной.

Раздвижение литосферных плит и образование океанических впадин началось в экваториальной части Атлантического океана в триасе и постепенно распространялось на юг и на север. Впадина Северного Ледовитого океана имеет наиболее молодой (неоген-четвертичный) возраст.

Раздвижение со скоростью несколько миллиметров в год происходит в хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане, в хребтах Книповича, Мона и Кольбейнсей в Норвежско-Гренландском бассейне. Быстрее раздвигаются участки литосферы в районе хребтов Рейкьянес и Северо-Атлантический в Северной Атлантике, хр. Южно-Атлантического в Южной Атлантике (несколько сантиметров в год). Общая длина этой системы хребтов достигает 20 тыс. км, из которых на Атлантический океан между Исландией и о. Буве приходится 17 тыс. км (*Лавров*, 1979).

Срединно-океанические хребты Арктическо-Атлантической системы различны по строению и морфологии. Так, молодые хребты Гаккеля, Книповича, Мона и Кольбейнсей представляют собой сравнительно слабо приподнятые над ложем океана рифтовые зоны. Эти хребты узкие, амплитуда отметок рельефа не превышает в них 2 км. Северо-Атлантический и особенно Южно-Атлантический хребты отличаются большой шириной (до 2 тыс. км), значительной приподнятостью над ложем оке-

ана — до 4,5—5,0 км. Рифтовые осевые долины в них имеют сложное строение. Хребты пересечены многими трансформными разломами. Землетрясения приурочены главным образом к рифтам срединно-океанических хребтов, особенно к тем участкам, которые пересечены трансформными разломами. Отдельные сейсмические толчки происходят и вне срединно-океанических хребтов. Деформации в очагах землетрясений представляют собой сбросы (*Литвин, Свиридов,* 1973; *Литвин,* 1980).

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВО ВПАДИНЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Северный Ледовитый океан очень своеобразен по рельефу дна. На его периферии вдоль северных берегов Евразии и Северной Америки развиты огромные континентальные шельфы. В их поверхность врезаны узкие длинные глубоководные котловины Нансена и Амундсена, разделенные узкой рифтовой зоной хр. Гаккеля. Хребет является северо-восточным, а далее — восточным продолжением срединно-океанических хребтов Норвежско-Гренландского бассейна. Севернее котловины Амундсена, параллельно хр. Гаккеля, протягивается глыбовый хребет Ломоносова, за которым находятся глубоководные котловины Макарова, Подводников и Канадская, разделенные подводным хребтом Менделеева и несколькими плато (*Погребицкий,* 1988).

В Северном Ледовитом океане сейсмичен главным образом **срединно-океанический хр. Гаккеля.** Он протягивается на 1800 км с востока на запад, из района севернее о-вов Северная Земля (120° в. д.) в район о-вов Шпицберген (5° в. д.). Хребет осложнен несколькими рифтовыми долинами, которые расположены кулисообразно. Глубина их достигает 2 км. С ними связаны слабые, с неглубокими очагами землетрясения, как единичные, так и их серии. Примером может служить серия землетрясений в восточной части хребта (севернее о-вов Северная Земля) в июне 1982 г. (см. табл. 4).

В хр. Гаккеля кроме неглубоких землетрясений происходят единичные более глубокие слабые сейсмические толчки. Это связано с наличием трансформных разломов, секущих хребет (см. табл. 5).

В редких случаях магнитуда землетрясений возрастает до 6,5 (см. табл.). В западной части хребта Гаккеля растяжение в очагах землетрясений происходит перпендикулярно простиранию хребта, а сжатие — по его простиранию (*Мишарина,* 1967; *Деминицкая, Иванов, Литвинов,* 1981). Редкие слабые и неглубокие землетрясения происходят в глыбовых хребтах Ломоносова и Менделеева. При-

Таблица 4

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1982	Июнь	11	11 ч. 42 мин.	85.51	85.76	5,3	3
	———	———	11 ч. 50 мин.	85.61	85.82	5,4	3
	———	———	12 ч. 46 мин.	85.35	85.56	4,9	3
	———	———	13 ч. 43 мин.	85.59	84.07	—	3
	———	———	21 ч. 39 мин.	85.35	85.11	5,6	3
	Июнь	11	23 ч. 35 мин.	85.64	85.68	5,9	3
	———	12	00 ч. 15 мин.	85.49	85.68	5,5	3

Таблица 5

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1979	ноябрь	18	20 ч. 15 мин.	84.59	102.48	4,8	33
1981	июнь	1	01 ч. 33 мин.	84.89	98.93	4,8	33
1980	август	23	11 ч. 17 мин.	85.41	42.14	5,0	33
1948	февраль	18	20 ч. 29 мин.	83.00	40.00	6,5	—
1982	январь	27	14 ч. 33 мин.	81.85	4.06 з. д.	4,8	26

мером является сейсмический толчок в хр. Ломоносова (85.76° с. ш.; 23.98° з. д.) 4 января 1978 г. в 14 ч. 52 мин. с M=5,3.

Следует отметить, что сейсмический пояс хребта Гаккеля протягивается в Восточную Сибирь через стык хребтов Верхоянского и Черского до Охотского моря.

Норвежско-Гренландский бассейн включает на востоке Лофотенскую и Норвежскую, а на западе — Гренландскую котловины. Осевые рифтовые хребты Книповича, Мона и Кольбейнсей сейсмичны. Они сопрягаются посредством трансформных разломов, сдвигающих рифты на запад, по мере перехода в более южные широты.

В северной части хр. Книповича происходит много слабых неглубоких землетрясений (см. табл. 6).
Отдельные сейсмические толчки с неглубокими гипоцентрами наблюдаются на всем протяжении хр. Книповича до сочленения с хр. Мона.

В хр. Мона тоже происходят частые неглубокие землетрясения в осевой рифтовой зоне. Иногда здесь происходят рои землетрясений (см. табл. 7).

В пределах Норвежско-Гренландского бассейна срединно-океанические хребты смещены трансформными разломами, наиболее крупным из которых является **разлом Ян-Майен.** Он протягивается от подножия континентального склона Гренландии через район о. Ян-Майен до подводного плато Воринг близ берегов Норвегии и смещает рифтовую зону на 250 км на запад. В рельефе дна океана разлом выражен плоскодонными долинами глубиной до 2200 м и гребнями, вершины которых поднимаются до глубин 600—700 м (*Дубинин,* 1987). Землетрясения, происходящие в этом разломе, имеют очаги на глубинах от 30 до 40 км. (см. табл. 8).

Ось сжатия литосферы в сейсмических очагах ориентирована по азимуту ю.-з. 220° под углом 5—10° к горизонтальной плоскости, а ось растяжения — по простиранию разлома (азимут с.-з. 310°) под углом 20° к горизонтальной плоскости (*Мишарина,* 1967).

Южное звено в цепи срединно-океанических хребтов Норвежско-Гренландского бассейна образует **хр. Кольбейнсей.** С его рифтовой долиной связаны многочисленные неглубокие и слабые землетрясения. Например, 18 июня

Таблица 6

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
1981	ноябрь	20	20 ч. 47 мин.	79.29	4.51	4,6	3
1981	ноябрь	20	20 ч. 59 мин.	79.35	3.21	5,2	3
1982	октябрь	24	21 ч. 17 мин.	79.46	5.29	5,1	3

Таблица 7

Месяц	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
Январь	26	09 ч. 11 мин.	73.51	8.8	4,9	3
	———	15 ч. 32 мин.	73. 3	6.43	5,2	3
	———	17 ч. 39 мин.	73.21	6.55	4,8	3
	———	19 ч. 05 мин.	73.65	7.1	4,7	3
	27	05 ч. 08 мин.	73.10	7.4	4,7	3
	———	12 ч. 11 мин.	73.10	7.1	4,6	3

Таблица 8

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1979	декабрь	8	20 ч. 42 мин.	70.49	5.14	4,9	33
1982	октябрь	10	11 ч. 16 мин.	70.28	14.34	5,0	39
1982	октябрь	10	12 ч. 07 мин.	70.20	16.17	4,9	33
1984	январь	29	16 ч. 15 мин.	71.84	01.10	5,9	3

1958 г. в пункте 69° с. ш., 16°30′ з. д. в 1 ч. 15 мин. произошло неглубокое землетрясение с M=5,25. Сжатие литосферы в сейсмических очагах направлено почти горизонтально в северо-восточном и юго-западном направлениях, а растяжение — в перпендикулярном к простиранию хребта направлении, т. е. на северо-запад и юго-восток.

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

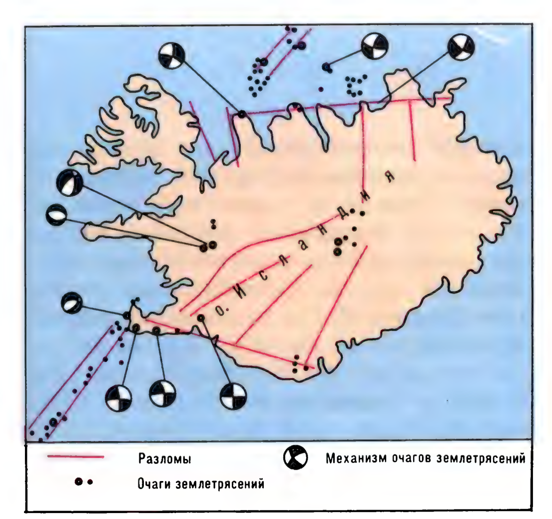
Северная Атлантика образовалась в результате последовательного раздвижения в мезозое и кайнозое Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Граница между ними проходит по рифтовой зоне хребтов Рейкьянес и Северо-Атлантического. Условно можно принять за южную границу Северной Атлантики Азорско-Гибралтарскую разломную зону, по которой проводится граница между Евразийской и Африканской литосферными плитами. Северной границей Северной Атлантики можно считать поперечные Фарерско-Исландский и Гренландско-Исландский подводные пороги, отделяющие Норвежско-Гренландский бассейн от собственно Атлантического океана. К Северной Атлантике относится и Исландия (*Удинцев,* 1988).

Исландия находится на пересечении Срединно-Атлантического хребта с поперечными Фарерско-Исландским и Гренландско-Исландским порогами. Литосфера в пределах Исландии отличается большой мощностью (несколько десятков километров). Земная кора также более мощная (до 17—20 км) по сравнению с нормальной океанической. Сводовое поднятие Исландии осложнено двумя рифтами — Западным и Восточным, протягивающимися примерно по направлению Срединно-Атлантического хребта. В центре Исландии Западный рифт примыкает к Восточному (западнее крупнейшего ледника Ватнайёкюдль). С севера к Исландии примыкает сейсмический рифтовый срединно-океанический хр. Кольбейнсей. К югу от Исландии протягивается срединно-океанический хр. Рейкьянес. Исландия отделена от них субширотными поперечными зонами разломов, сходными с трансформными разломами, но менее выделенными в рельефе и в структуре литосферы. Эти разломы получили названия Тьорнес (на севере) и Рейкьянес (на юге). Они образуют фланги S-образной разломной системы Исландии, в которой рифты соответствуют ее средней части.

С этими зонами связаны многочисленные землетрясения с глубиной очагов в несколько километров. Северная сейсмическая зона протягивается в океане вдоль 66°30′ с. ш. Южная сейсмическая зона протягивается по южному берегу Исландии вдоль 64° с. ш. В этих двух зонах сосредоточено подавляющее большинство эпицентров землетрясений. Кроме того, редкие землетрясения приурочены к рифтам, особенно к Восточному. Иногда по их эпицентрам проводят субмеридиональный разлом. Сила землетрясений небольшая (M=4—5). Однако за исторический период в поперечных сейсмических зонах произошли и сильные землетрясения. Так, в северной зоне Тьорнес сильные сейсмические толчки были: в 1755 г. (M=7,0—7,5), в 1838 г. (M=6,0—7,0), в 1865 г. (M=6,0—6,5), в 1872 г. (M=6,0—7,0), в 1910 г. (M=7,1), в 1913 г. (M=6,3), в 1921 г. (M=6,25), в 1934 г. (M=6,25), в 1963 г. (M=6,0), в 1976 г. (M=6,5).

Распределение сжатия и растяжения литосферы в сейсмических очагах таково, что сжатие литосферы направлено почти горизонтально на северо-восток и юго-запад, а растяжение — по простиранию зоны в широтном направлении. Это характерно для землетрясений трансформных разломов.

Южная сейсмическая зона Рейкьянес представляет собой ряд кулисообразных разломов, по которым происходят левосторонние сдвиги (*Трифонов,* 1983). Там бывают неглубокие слабые землетрясения, но случаются и катастрофические: в 1706 г. (M=6,0—6,5), в 1732 г. (M=6,0—6,5), в 1734 г. (M=6,0—6,5), в 1784 г. (M=7,5—8,0), в 1789 г. (M=6,0—6,5), в 1828 г. (M=6,0—6,5), в 1829 г. (M=6,0—6,5), в 1896 г. 26 августа (M=7,0—7,5), в 1896 г. 5 сентября (M=7,0—8,5), в 1912 г.



Механизм очагов землетрясений в Исландии (по P. Einarsson)

(M=7,0), в 1929 г. (M=6,25), в 1933 г. (M=6,0), в 1935 г. (M=6,0), в 1968 г. (M=6,0) (*Bjornsson, Einarsson,* 1975; *Stefansson,* 1979; *Болдырев,* 1983).

Хр. Рейкьянес протягивается к югу от Исландии на 1580 км. Он приподнят на 1100—1800 м над дном соседних котловин и ограничен изобатой — 2000 м. С севера и с юга хребет ограничен трансформными разломами, отделяющими его от Исландии и от Северо-Атлантического хребта. Скорость раздвижения литосферы в хр. Рейкьянес не превышает 2 см в год на всем его протяжении. Однако северная часть хребта (до 58° с.ш.) выделяется осевым горстовым выступом, а южная — осевым рифтом, в которых происходят землетрясения (*Frensis,* 1973; *Болдырев,* 1983).

Землетрясения в хр. Рейкьянес имеют небольшую силу и неглубокое залегание очагов (первые километры). Иногда происходят серии сейсмических толчков (см. табл. 9). Иногда в хр. Рейкьянес происходят и более глубокие землетрясения (см. табл. 10).

Зона трансформных разломов Гиббса расположена южнее разломов Фарадея и Максвелла и образует Северо-Атлантический поперечный прогиб. Он расположен между 55 и 50° с. ш. Главным элементом рельефа является хребет, вытянутый по параллели 52°30′ с. ш. на 550 км. На западе и на востоке он смыкается с другими хребтами. Их система протягивается на 1500 км (*Лавров,* 1979). Рифтовая ось Северо-Атлантического хребта сдвинута по системе трансформных разломов на 350 км к востоку относительно оси хр. Рейкьянес. Средняя скорость смещения в настоящее время составляет 2,6 см в год. Это обусловливает сильные и слабые землетрясения. Подсчитано, что при сильном землетрясении смещение достигает 170 см, а повторяются они в среднем через 13 лет (*Kanamori, Stewart,* 1976). Кроме обычных неглубоких землетрясений здесь происходят и более глубокие сейсмические толчки.

Сильные землетрясения происходят в поперечной разломной зоне Гиббса регулярно. Таковы, например, были сейсмические толчки 13 февраля 1967 г. (52.7° с. ш., 34.1° з. д.) с M=6,9 и 16 октября 1974 г. (52.6° с. ш., 34.1° з. д.) с M=7. Землетрясения характерны большим количеством афтершоков. Сжатие литосферы в их очагах происходит в направлениях на северо-восток и юго-запад, т. е. диагонально к простиранию зоны Гиббса. Землетрясение 16 октября

Таблица 9

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1980	июль	7	01 ч. 45 мин.	57.01	34.07	4,9	3
		———	21 ч. 30 мин.	57.01	33.48	4,9	3
1980	июль	8	16 ч. 30 мин.	55.50	35.26	5,2	3
		———	23 ч. 02 мин.	55.58	35.20	5,4	3
1980	июль	9	04 ч. 06 мин.	56.06	34.91	5,2	3

Таблица 10

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1981	май	13	21 ч. 31 мин.	57.45	32.41	4,8	33
1982	апрель	17	03 ч. 33 мин.	60.10	29.45	—	33

сопровождалось шестью афтершоками в течение половины октября и ноября 1974 г. Эпицентры их располагались в пределах эллипсовидной площади с осями 90 и 30 км. Длинная ось эллипса была ориентирована по простиранию зоны Гиббса. Сжатие литосферы было направлено на северо-восток, а растяжение — по простиранию зоны (*Okal, Stewart,* 1982).

Северный блок Северо-Атлантического хребта длиной около 1100 км расположен между 50 и 37° с. ш. Он ограничен на севере зоной разломов Гиббса, а на юге — Азорско-Гибралтарской зоной разломов. К рифтовой осевой зоне хребта приурочены многочисленные слабые землетрясения с M=4,5. Глубина их не превышает нескольких километров (*Einarsson,* 1979; *Дубинин,* 1987).

Изредка происходят серии, или рои, землятрясений. Примером их являются толчки 1 сентября 1979 г. (см. табл. 11).

Таблица 11

Время	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
13 ч. 03 мин.	45.52	27.93	5,1	3
13 ч. 20 мин.	44.76	28.35	5,1	3
13 ч. 27 мин.	44.66	28.28	5,2	3
14 ч. 04 мин.	45.54	27.95	5,0	3

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ АТЛАНТИКЕ

Экваториальная и Южная Атлантика формировалась в результате раздвижения Африканской и Южно-Американской литосферных плит начиная с триаса. По середине Южной Атлантики протянулся Южно-Атлантический хребет. Вдоль экватора расположена широкая зона развития поперечных разломов, которые, возможно, продолжаются в Африку и Южную Америку. Северная граница Африканской и Южно-Американской литосферных плит проводится по Азорско-Гибралтарской разломной зоне, которая продолжается и на запад — в Карибский бассейн. Южно-Атлантический срединный хребет пересекается рядом трансформных разломов: Романш (0.5° с. ш.) смещает рифтовую зону на 800 км; Чейн (1.0° ю. ш.) — смещение на 325 км; Вознесения (7.1° с. ш.) — смещение на 230 км; Св. Елены (17.0° ю. ш.); Рио-Гранде (30.2° ю. ш.); Гоф (40.0° ю. ш.); Фолклендским (46.3° ю. ш.); Буве (54.5° ю. ш.). В районе о. Буве Южно-Атлантический хребет сочленяется с Африкано-Антарктическим, который продолжается к западу до Южно-Антильской островной дуги — сейсмической зоны, не выраженной в рельефе дна океана.

Азорский блок Срединно-Атлантического хребта и Азорско-Гибралтарская зона землетрясений. В этом регионе расположены Азорский вулканический архипелаг и Азорское подводное вулканическое плато. Здесь сочленяются несколько рифтов, что обусловливает интенсивный вулканизм. Азорский блок разбит многочисленными разломами, образующими Азорско-Гибралтарскую зону разломов.

Эта зона протягивается вдоль 37° с. ш., южнее Азорского архипелага. Она выражена подводным хр. Санта-Мария на северном крыле и хр. Трейдент на южном. От о. Санта-Мария (37° с. ш., 25° з. д.) эта зона продолжается на востоке разломом Глория на протяжении 600 км до подводной г. Жозефина (37° с. ш., 14° з. д.). Еще далее на восток разломная зона продолжается подводным хр. Горинго (37° с. ш., 11° з. д.) к Гибралтарскому проливу. Южной границей Азорского блока можно считать разлом Океанограф. Вдоль Азорско-Гибралтарской зоны разломов происходят сильные землетрясения, связанные со сдвигами северного крыла на восток, а южного — на запад (см. табл. 12).

Таблица 12

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1939	май	8	01 ч. 47 мин.	37.4	23.9	7,1	норм.
1941	ноябрь	25	18 ч. 04 мин.	37.4	19.0	8,3	———

1 января 1980 г. произошло сильное землетрясение на южном берегу о. Терсейра. Эпицентр находился в окрестностях гор. Ангра-ду-Эроизмур (38°8′ с. ш., 27°7′ з. д.). M=6,9. H=3 км. Сила 8—9 баллов. Массовые разрушения зданий. Остались без крова 20 тыс. человек (*Hirn, Haessler, Trong*, 1980).

В Срединно-Атлантическом хребте в пределах рифтовой зоны и на флангах близ трансформных разломов происходят землетрясения с более глубокими очагами (см. табл. 13).

Кроме тектонических в Азорском блоке часто происходят вулканические землетрясения. Так с 1931 по 1950 г. в районе о. Фаял в Азорском архипелаге было зарегистрировано 428 землетрясений при извержениях вулкана Капельиниш. В 1964 г. с 15 февраля по 1 марта у о. Сан-Жоржи произошло более 500 сейсмических толчков. Некоторые из них имели силу до 8 баллов.

Центральный блок Срединно-Атлантического хребта находится между разломом Океанограф (34°6′ с. ш.) и разломом Пятнадцатого градуса. Этот блок протяженностью 2600 км пересечен рядом трансформных разломов. Наиболее крупными из них являются разломы Атлантис (30°2′ с. ш.), Чейн (23°7′ с. ш.), разлом Семнадцатого градуса. В пределах Центрального блока ширина Срединно-Атлантического хребта достигает наибольшей величины — 1400 км. С осевой рифтовой зоной связаны землетрясения. Они имеют небольшую силу. Однако иногда происходят и более сильные толчки (см. табл. 14).

В пределах Центрального блока в трансформных разломах систематически происходят землетрясения с более глубокими очагами (см. табл. 15). Землетрясения с более глубокими очагами имеют и бо́льшие магнитуды. Это связано с нарастанием мощности литосферы, в основании которой находятся очаги.

Таблица 13

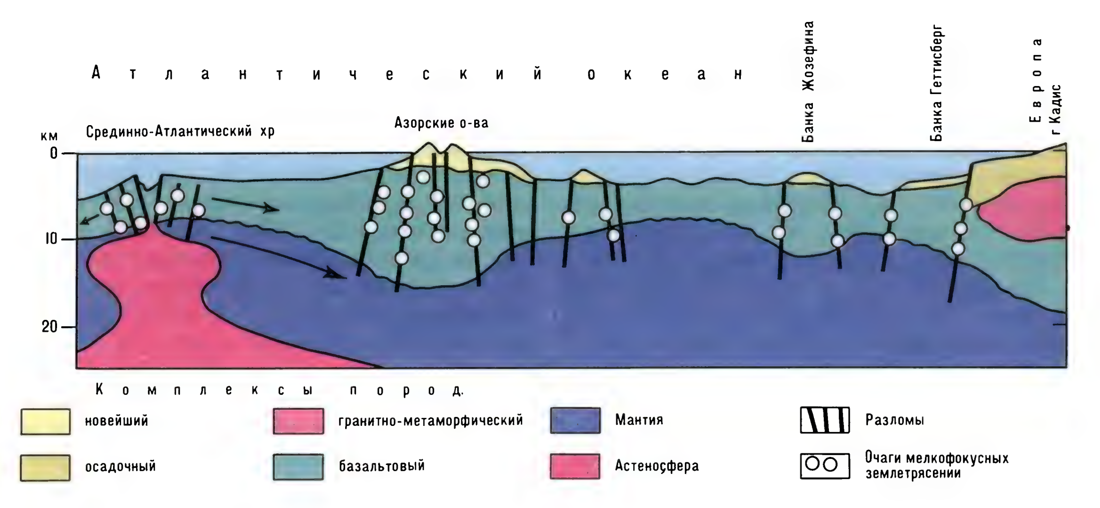
Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1964	сентябрь	18	13 ч. 13 мин.	45.8	29.7	5,5	20
1972	май	13	16 ч. 40 мин.	45.0	28.2	5,0	33
1964	июль	11	22 ч. 35 мин.	41.7	29.9	4,8	33
1965	сентябрь	29	23 ч. 20 мин.	40.0	28.2	5,4	24
1970	ноябрь	18	12 ч. 23 мин.	35.1	35.7	5,4	33
1964	май	17	19 ч. 26 мин.	35.0	35.9	5,6	33
1984	май	9	20 ч. 06 мин.	34.8	37.9	5,0	33

Таблица 14

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1978	март	24	00 ч. 42 мин.	29.27	37.61	6,4	3
1979	апрель	22	09 ч. 50 мин.	33.21	39.68	6,1	3

Таблица 15

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1979	апрель	14	17 ч. 19 мин.	38.82	39.50	5,2	19
1979	апрель	26	20 ч. 15 мин.	36.56	34.73	—	33
1980	январь	31	08 ч. 11 мин.	34.72	36.75	5,2	33
1980	март	1	17 ч. 03 мин.	37.76	31.97	5,1	33
1984	май	7	15 ч. 55 мин.	33.91	37.95	5,4	33
1981	апрель	30	06 ч. 49 мин.	32.00	40.51	5,1	28
1981	июль	23	04 ч. 18 мин.	31.78	40.62	5,2	19
1984	март	15	23 ч. 18 мин.	28.82	43.56	5,2	33
1981	сентябрь	13	09 ч. 20 мин.	25.79	46.14	6,0	54
1982	январь	29	22 ч. 32 мин.	25.79	45.29	5,8	33
1983	май	12	10 ч. 52 мин.	18.83	46.16	6,3	33



Земная кора Атлантического океана
(по А. Гайнанову и др., с изменениями)

Приэкваториальная часть Срединно-Атлантического хребта расположена между 15° с. ш. и 7° ю. ш. Она ограничена разломами Пятнадцатого градуса на севере и Вознесения на юге. Эта часть хребта отличается исключительной сложностью строения литосферы вследствие большого количества разломов. Например, с севера на юг идут разломы: Исследователя (14.5° с. ш.), разломы 13.2° с. ш., 12.6° с. ш., 12.2° с. ш., разлом Вима (10.8° с. ш.), Доулдрамс (10° с. ш.), разломы на 9° с. ш., 8° с. ш., 3.8° с. ш., разлом Вернадского (7° с. ш.), разлом на 2° с. ш., разломы Сан-Паулу (1° с. ш.), Романш (0.5° ю. ш.), Чейн (1° ю. ш.), разлом на 2° ю. ш., Вознесения (7°1′ ю. ш.) (*Дубинин,* 1987).

Одни из них — Вима и Чейн — развились на тонкой океанической литосфере, сложенной ультраосновными породами, и являются сдвиговыми структурами сжатия литосферы. Другие — разломы Восьмого градуса, Вернадского, Романш — представляют собой рифтовые структуры, образовавшиеся в процессе сдвигов и растяжений. Земная кора в их пределах имеет мощность до 20—25 км. Здесь развиты базальты и осадочные породы (*Буданов, Бережная, Варламов* и *др.,* 1980). В рельефе дна океана разломы выражены многочисленными длинными (800—1000 км) хребтами субширотного направления. Между ними расположены глубокие (до 2 км) долины. Земная кора в них разуплотнена и приближается по типу к субконтинентальной. Разломы активны — скорость сдвижения литосферы в них достигает 3,8 см в год (*Okal, Stewart,* 1982). Длина разломов достигает сотен и тысяч километров. Активные части разломов измеряются сотнями километров. Они отличаются повышенной сейсмичностью. Землетрясения в каждом разломе имеют отличительные черты. Так, на общем фоне большого количества слабых землетрясений в разломе Сан-Паулу происходят и более сильные толчки (см. табл. 16).

Своеобразием отличается и зона разломов Романш. Здесь происходит много неглубоких землетрясений, но часто случаются и более глубокие (см. табл. 17).

Более глубокие сейсмические очаги известны и для разлома Чейн — землетрясение 15 июля 1979 г. в 15 ч. 06 мин. (1°02′ ю. ш., 13°75′ з. д.). M=5,4. H=

Таблица 16

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1979	февраль	22	18 ч. 31 мин.	0.76	16.42	5,4	3
1979	июнь	28	07 ч. 30 мин.	0.86	24.22	6,0	3
1980	октябрь	27	08 ч. 46 мин.	0.81	24.21	5,8	3
1984	октябрь	9	11 ч. 23 мин.	0.34	19.53	5,6	3
1986	сентябрь	20	03 ч. 05 мин.	0.92	28.92	5,7	3
1987	март	12	23 ч. 11 мин.	0.21	18.14	5,6	3

33 км. Сходные землетрясения происходят и в южной части приэкваториальной зоны Атлантики, между разломами Чейн и Вознесения (см. табл. 18).

Южно-Атлантический срединный хребет расположен в осевой зоне Атлантической впадины. Он протягивается на 6500 км от разлома Вознесения (7° ю. ш.) до о. Буве (54°5′ ю. ш.) и рассекается трансформными разломами. Наиболее крупным из них является Фолклендский разлом, начинающийся в южной части Южной Америки и оканчивающийся в Южной Африке.

Землетрясения в пределах Южно-Атлантического хребта отличаются небольшой силой и неглубокими очагами. Однако здесь происходят и сильные землетрясения, как, например, в зоне разломов Рио-Гранде и Гоф (*Sykes*, 1967; *Stover*, 1968) (см. табл. 19).

Кроме неглубоких сейсмических толчков в Южно-Атлантическом хребте происходят и более глубокие (см. табл. 20).

Эти землетрясения происходят в местах пересечения Южно-Атлантического хребта трансформными разломами, где мощность литосферы возрастает быстрее.

Таблица 17

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1980	июль	24	21 ч. 20 мин.	0.50	29.94	5,2	33
1980	июль	25	05 ч. 57 мин.	0.25	15.28	—	33
1981	октябрь	16	15 ч. 43 мин.	0.04	17.03	5,5	33
1982	январь	5	13 ч. 45 мин.	0.27	21.39	5,4	14

Таблица 18

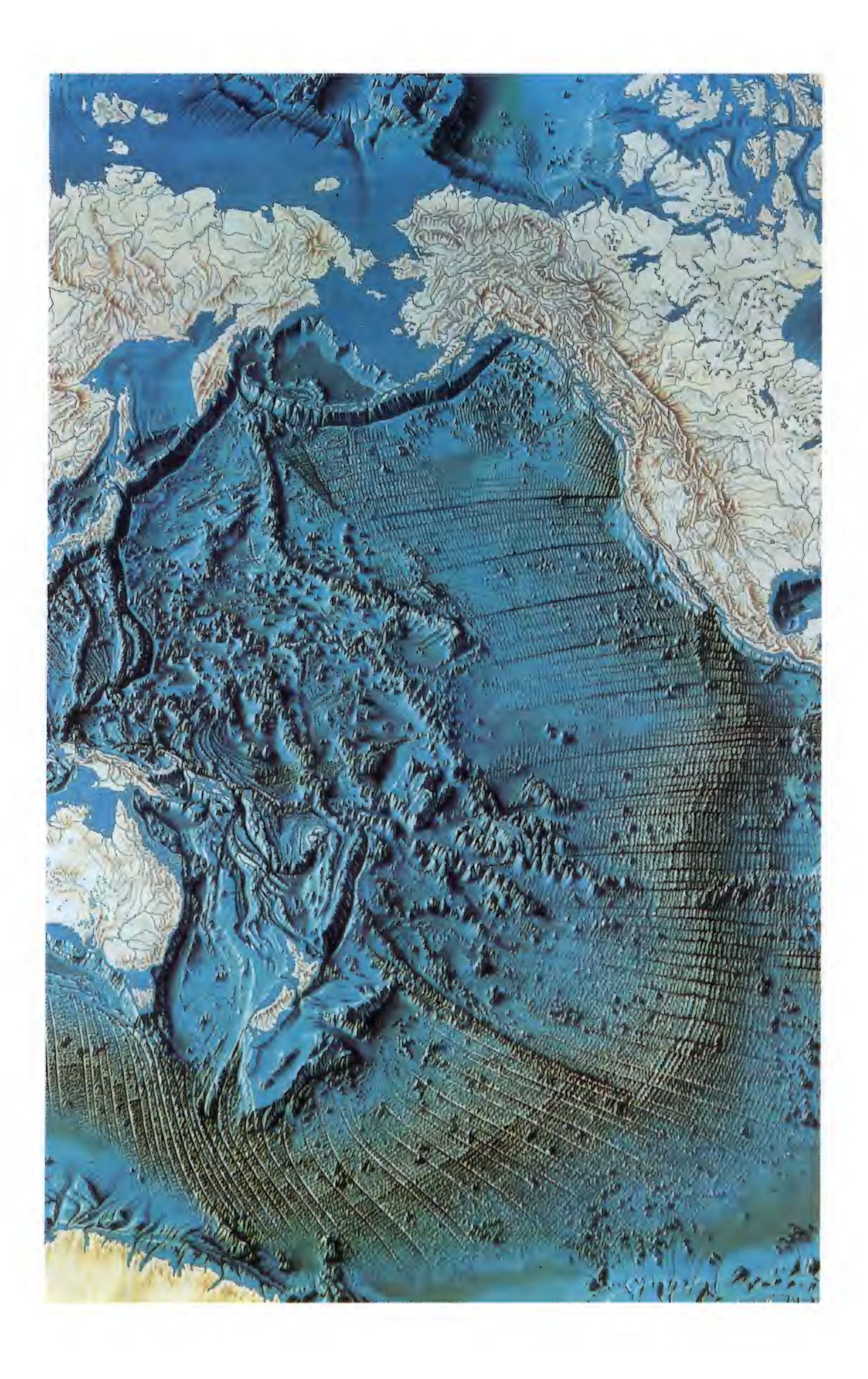
Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1979	март	8	11 ч. 07 мин.	4.70	11.34	5,4	33
1979	июль	15	15 ч. 06 мин.	1.02	13.75	5,4	33
1987	январь	22	06 ч. 48 мин.	4.88	11.64	5,4	0,3

Таблица 19

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1981	июнь	3	05 ч. 48 мин.	36.55	17.75	6,8	3
1981	октябрь	17	14 ч. 35 мин.	45.43	15.77	6,2	3

Таблица 20

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1950	июнь	8	16 ч. 07 мин.	47.00	15.00	7,1	60
1979	апрель	12	02 ч. 38 мин.	19.62	11.97	5,2	17
1979	июнь	24	13 ч. 14 мин.	28.84	13.68	—	33
1979	ноябрь	5	01 ч. 05 мин.	29.01	12.68	5,3	33
1981	май	17	12 ч. 08 мин.	38.74	11.30	5,2	33
1982	июнь	1	09 ч. 27 мин.	32.80	11.85	—	33
1986	апрель	27	03 ч. 24 мин.	31.07	14.20	6,2	03



Часть вторая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТАХ ИНДИЙСКОГО И ТИХОГО ОКЕАНОВ

Геодинамические процессы, происходящие в Индийском и Тихом океанах, сложны и еще недостаточно изучены. Большинство землетрясений связано со срединно-океаническими хребтами и их трансформными разломами.

В южной части Атлантического, Индийского и Тихого океанов расположены субширотные срединно-океанические хребты: Африканско-Антарктический, Австрало-Антарктическое и Южно-Тихоокеанское поднятия. В своей совокупности они образуют прерывистый Кругоантарктический тектонический пояс, которому соответствует одноименный сейсмический пояс.

Остальные части котловин Индийского и Тихого океанов очень неоднородны по строению. Так, в западной части Индийского и в восточной Тихого океанов расположены срединно-океанические хребты с осевыми рифтовыми долинами, с многочисленными трансформными разломами. Это Аравийско-Индийский, Западно-Индийский и Центральноиндийский хребты в Индийском океане, Восточно-Тихоокеанское поднятие в Тихом. С ними также связаны сейсмические пояса.

В восточной части Индийского, в центральной и западной частях Тихого океанов имеется большое количество глыбовых хребтов с «рассеянной» сейсмичностью — без обособленных сейсмических поясов.

←
Рельеф дна Тихого океана. Южно-Тихоокеанское **и** Восточно-Тихоокеанское срединно-океанические **поднятия** с осевыми рифтами и поперечными **трансформными** разломами. Западно-Тихоокеан**ская** система глубоководных желобов **и** островных дуг

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КРУГОАНТАРКТИЧЕСКОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

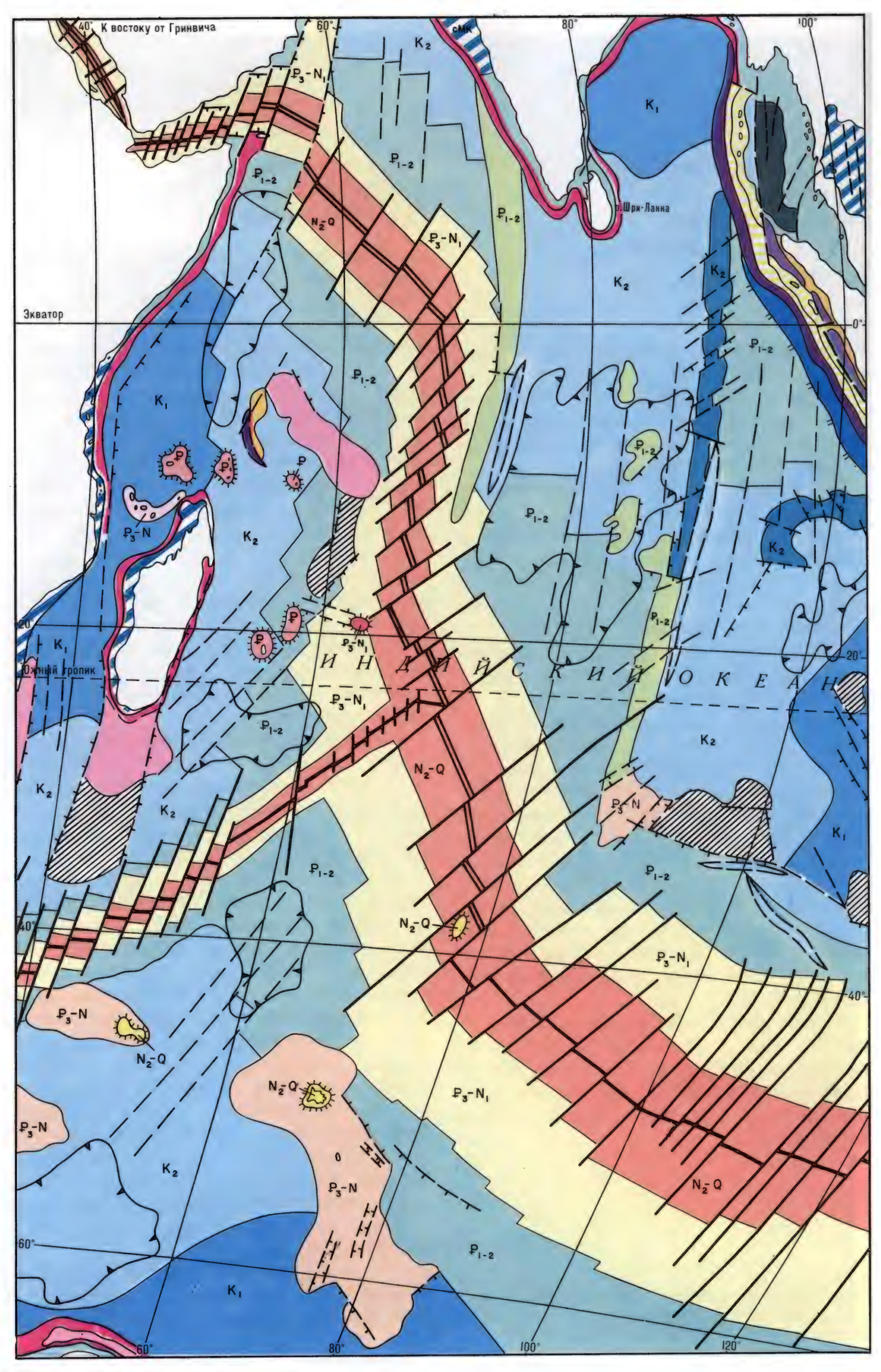
В некоторых географических руководствах южные части Атлантического, Индийского и Тихого океанов объединяются в Южный океан. В тектоническом смысле такое объединение оправдывается. Дно Южного океана образовано сходными по строению котловинами: Африканско-Антарктической, Австрало-Антарктической и Беллинсгаузена. Они образуют круговой глубоководный пояс вокруг Антарктиды шириной 1500—2000 км. Эти котловины сформировались вследствие погружения океанической литосферы по мере ее остывания после новообразования в срединно-океанических хребтах и последующего сдвига к Антарктиде. Друг от друга они отделяются подвижными субрадиальными хребтами: Кергелен, окончаниями поднятий Маккуори, Антарктического п-ова и др.

Американско-Антарктический хребет протягивается на 1500 км к юго-западу от о. Буве. Он является как бы западным продолжением Африканско-Антарктического хребта, от которого он отделен трансформным разломом Конрада.

Хребет имеет строение, типичное для срединно-океанических хребтов с осевой рифтовой долиной. Его отдельные подводные вершины поднимаются до отметки −1782 м при отметке основания хребта −5 тыс. м. Многочисленными трансформными разломами субширотного простирания хребет расчленен на блоки, смещенные правосторонними сдвигами к западу на 50—70 км. Близ 58° ю. ш. ось хребта смещена крупным трансформным разломом Буллард на 350 км к западу. Далее на юго-запад, близ Южной Сандвичевой островной дуги, хребет теряет четкую морфологическую выраженность (*Марова, Алехина,* 1985; *Forsith,* 1975).

С разломами хребта связаны мелкофокусные землетрясения. Некоторые из них бывают довольно сильными (см. табл. 21).

Намечается два типа землетрясений. Для первого характерно приповерхност-



Тектоническая карта дна Индийского океана (легенду см. на тектонической карте дна Атлантического океана)

ное расположение очагов, для второго — нахождение очагов на глубине 50—60 км.

Африканско-Антарктический хребет протягивается на 3 тыс. км к северо-востоку от о. Буве (4° в.д.) до подводного плато Крозе и о-вов Принс-Эдуард (37° в.д.). Вершины хребта поднимаются до отметок −574, −1176, −1256 м. Осевые рифтовые впадины углубляются до отметок −5607, −5750 м. Гребни пересекаются разломами, которые ограничивают рифтовую долину в пунктах на 53° ю.ш., 25° в. д. и 50° ю.ш., 31° в.д. На 30° в.д. хребет пересекает Мозамбикская зона трансформных разломов, смещающая ось хребта.

Для гребня Африканско-Антарктического хребта характерны слабые, неглубокие землетрясения. Иногда их магнитуда увеличивается до 6,0—6,9 (см. табл. 22).

Австрало-Антарктическое поднятие протягивается на 5600 км при ширине его до 1500 км. Оно осложнено в восточной части рифтами, пересечено многочисленными трансформными разломами, по которым осевая зона поднятия смещается то к северу, то к югу. Поверхность дна в пределах поднятия расчленена слабо. Глубины океана над сводом поднятия достигают 3—4 км. Особенно интенсивное дробление поднятия наблюдается между 100° и 160° в.д. Здесь расположены трансформные разломы: Эпсилон (99° в.д.), Кангару (140° в.д.), Тасман (155° в.д.), Баллени (165° в.д.). С ними связаны землетрясения. С рифтовыми долинами на гребне поднятия связаны землетрясения с неглубокими очагами (см. табл. 23).

В трансформных разломах Австрало-Антарктического поднятия землетрясения отличаются повышенными магнитудами вследствие смещения рифтовых зон по трансформным разломам. Так, в разломе Эпсилон происходит смещение зоны со скоростью 7,5 см в год. 1 июня 1973 г. землетрясение здесь (47.9° ю.ш., 99° в.д.) имело M=6,3. В разломе Кангару смещение происходит со скоростью 6,8 см в год. Землетрясение 11 мая 1976 г. (51.6° ю.ш., 139.8° в.д.) имело M=6,2 (*Okal, Stewart,* 1982).

Таблица 21

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1925	февраль	16	17 ч. 39 мин.	58.0	7.0	6,8	—
1959	июнь	9	23 ч. 10 мин.	58.0	9.0	6,2	—
1980	июнь	21	20 ч. 19 мин.	58.5	10.8	5,9	3
1932	февраль	23	00 ч. 14 мин.	60.0	12.5	6,9	60
1933	март	18	03 ч. 05 мин.	59.0	15.0	6,5	—
1982	май	7	05 ч. 38 мин.	61.1	20.2	6,3	3
1949	декабрь	27	23 ч. 57 мин.	60.0	22.0	7,1	50

Таблица 22

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ГРЕБНЕ ХРЕБТА							
1978	август	21	22 ч. 05 мин.	47.88	32.35	6,1	(в земной коре)
1978	декабрь	18	10 ч. 16 мин.	51.90	11.26	6,8	»
1980	ноябрь	11	10 ч. 37 мин.	51.78	30.55	6,9	»
1982	январь	12	01 ч. 45 мин.	52.50	28.94	6,0	»
БОЛЕЕ ГЛУБОКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ФЛАНГАХ							
1981	март	12	19 ч. 07 мин.	50.34	12.22	5,5	33 сев. фланг
1982	июль	24	09 ч. 17 мин.	52.85	18.94	5,7	33 южн. фланг
1980	ноябрь	11	10 ч. 37 мин.	51.78	30.55	6,9	28 сев. фланг

На пересечениях Австрало-Антарктического поднятия трансформными разломами и на его флангах глубина очагов землетрясений увеличивается (см. табл. 24).

В редких случаях сильные, еще более глубокие землетрясения происходят близ континента Антарктиды в субрадиальных хребтах, разделяющих глубоководные котловины. Так, на юго-восточном конце хребта Кергелен, разделяющего Африканско-Антарктическую и Австрало-Антарктическую котловины, произошло 5 февраля 1977 г. землетрясение (66.1° ю.ш., 81.3° в.д., M=6,1, H=65 км).

Южно-Тихоокеанское поднятие протягивается по впадине Тихого океана на 5 тыс. км от хребта Маккуори (160° в.д.) до огромного трансформного разлома Элтанин (130° з.д.). Оно пересечено большим количеством разломов. Наиболее крупные из них: Скотта (180°), Эндеву (170° з.д.), Удинцева (143° з.д.), Элтанин (130° з. д.). Последний отделяет Южно-Тихоокеанское поднятие от Восточно-Тихоокеанского. Осевая рифтовая зона смещена по этому разлому на 1 тыс. км к востоку. Землетрясения в Южно-Тихоокеанском поднятии происходят в рифтовой зоне (см. табл. 25).

В районе разлома Элтанин происходят более сильные землетрясения.

Таблица 23

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1976	ноябрь	16	18 ч. 20 мин.	41.60	80.60	6,2	3
1982	июнь	8	16 ч. 31 мин.	41.80	88.68	5,4	3
1979	январь	16	15 ч. 05 мин.	43.82	96.68	6,2	1
1980	август	19	16 ч. 15 мин.	55.43	145.90	5,4	3
1981	сентябрь	29	10 ч. 00 мин.	59.10	146.53	5,9	3
1982	июль	28	13 ч. 26 мин.	56.06	147.70	5,3	3
1981	апрель	9	08 ч. 37 мин.	59.11	148.11	6,3	3
1980	май	9	22 ч. 33 мин.	56.30	148.49	6,6	3
1981	июнь	13	01 ч. 26 мин.	61.05	150.78	5,4	3
1978	май	14	12 ч. 06 мин.	61.04	153.30	5,2	3
1985	январь	31	06 ч. 35 мин.	62.30	163.90	5,7	3

Таблица 24

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1986	декабрь	5	06 ч. 57 мин.	51.79	139.39	5,8	33
1982	сентябрь	20	13 ч. 56 мин.	53.14	140.71	5,4	33
1980	май	27	02 ч. 26 мин.	60.30	160.33	5,5	33

Таблица 25

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д., в. д.*	*M*	*H, км*
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПОДНЯТИЯ (з. д.)							
1978	июль	3	07 ч. 08 мин.	61.07	163.47	5,5	В земной коре
1982	октябрь	11	10 ч. 26 мин.	62.63	166.51	5,5	3
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ВОСТОЧНОМ КОНЦЕ ПОДНЯТИЯ (в. д.)							
1984	май	25	23 ч. 54 мин.	54.36	138.26	6,1	3
1982	сентябрь	17	11 ч. 09 мин.	54.68	137.57	5,3	3
1980	июль	15	19 ч. 09 мин.	54.89	136.44	5,3	3
1979	—	4	09 ч. 21 мин.	55.60	129.21	—	33
1979	март	12	06 ч. 38 мин.	57.58	127.84	—	3

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТАХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Рельеф дна Индийского океана очень сложный вследствие неоднородности строения океанической литосферы. В западной части океанической впадины расположены два срединно-океанических хребта: Западно-Индийский и Аравийско-Индийский. Они отделяют западную периферию Индийского океана от глубоководной Центральной котловины и котловины Крозе, которые отделяются друг от друга Центральноиндийским хребтом. В восточной части впадины Индийского океана расположен вытянутый по меридиану 87° в.д. Восточно-Индийский глыбовый хребет (*Милановский, Непрочнов,* 1988). Эти хребты сейсмичны (*Stover,* 1966; *Banghar, Sykes,* 1969).

Западно-Индийский хребет имеет сложное строение в виде многих субпараллельных диагонально ориентированных кряжей. Протяженность его около 4 тыс. км (от о-вов Принс-Эдуард до сочленения Аравийско-Индийского и Центральноиндийского хребтов). Западно-Индийский хребет представляет собой асимметричный горст, осложненный осевыми рифтами и глыбовыми структурами. На широтах 40° ю.ш., 39° ю.ш., 37° ю.ш., 34° ю.ш. хребет пересекают разломы. Наиболее резко выражены разломные зоны Свиор-23 (53.4° ю.ш., 23° в.д.) и Свиор-60 (30° ю.ш., 60° в.д.). Землетрясения в Западно-Индийском хребте приурочены к осевым рифтам и к трансформным разломам. Это поверхностные землетрясения с глубиной очагов в несколько километров. Однако между 31 и 34° ю.ш. происходят и более глубокие землетрясения (см. табл. 26).

В зонах Свиор-23 и Свиор-60, а также в зоне разломов Эндвер-Веси происходят более сильные землетрясения (см. табл. 27).

По разломным зонам Свиор происходит сдвиг осевых зон хребта со скоростью от 1,6 до 1,8 см в год (*Okal, Stewart,* 1982).

Трансформный разлом Оуэн ограничивает Аравийско-Индийский хребет с северо-запада. Он протягивается на 1800 км от района порта Карачи в Пакистане до подножия континентального склона на п-ове Сомали. Северо-восточное окончание разлома известно под названием хр. Меррей, который юго-восточнее переходит в хр. Оуэн. Вершины этих хребтов достигают отметок −231 м, а впадины −4286 м. В них происходят землетрясения (см. табл. 28).

Разлом Оуэн разделяет Срединно-Аденский и Аравийско-Индийский хребты. Здесь литосфера сильно раздроблена, на дне океана имеются глубокие желоба (желоб Уитли — 5803 м), глыбовые подводные горы (г. Эрор — 368 м), происходят землетрясения. В таблице приведены данные о землетрясениях в районе о. Сокотра (см. табл. 29).

Таблица 26

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1982	сентябрь	8	21 ч. 12 мин.	34.20	58.23	6,4	40
1982	апрель	10	06 ч. 48 мин.	33.96	58.55	6,3	50
1980	февраль	2	23 ч. 22 мин.	33.87	58.57	5,5	33
1982	апрель	10	07 ч. 00 мин.	33.65	58.23	6,1	50
1984	апрель	21	13 ч. 57 мин.	33.06	56.66	5,8	33
1980	январь	2	11 ч. 20 мин.	31.26	59.08	5,5	33

Таблица 27

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1969	октябрь	26	—	53.40	23.50	6,1	—
1980	ноябрь	11	—	52.00	29.00	8,7	—
1942	ноябрь	10	11 ч. 41 мин.	49.50	32.00	8,3	—
1986	январь	23	—	30.00	60.00	6,7	—

Большие глубины очагов землетрясений обусловлены наличием глыб континентальной литосферы повышенной мощности.

Аравийско-Индийский хребет протягивается на 3500 км при ширине его до 600 км. На гребне расположена рифтовая долина сложного строения. Хребет пересечен многими трансформными разломами, секущими его диагонально — в юго-восточном направлении. Наиболее крупными являются разломы: Витязь (5° с.ш.), Вима (9° ю.ш.), Арго (14° ю.ш.), Родригес, или Мария-Целеста (18° ю.ш.) и разлом 20° ю.ш., ограничивающий Аравийско-Индийский хребет с юга. К этим структурам приурочены землетрясения (см. табл. 30).

Характерно, что более глубокие сейсмические толчки имеют и бóльшие магнитуды. Такие землетрясения концентрируются близ трансформных разломов. Это свидетельствует о бóльшей мощности литосферы в данном хребте по сравнению с другими хребтами.

Центральноиндийский хребет протягивается на 1900 км в юго-восточном направлении из района о. Маврикий до северного окончания подводного плато Амстердам. Ширина хребта достигает 800 км. Он значительно отличается от других хребтов небольшой высотой (до 1500 м над дном котловины). В нем отсутствует единая осевая рифтовая долина. Хребет пересечен трансформными разломами. Наиболее крупным является разлом Амстердам на юго-восточном конце хребта.

С хребтом и его разломами связаны землетрясения (см. табл. 31).

Восточно-Индийский хребет протягивается в субмеридиональном направлении на 5 тыс. км от разлома Амстердам на юге (31° ю.ш.) до Андаманских о-вов на севере (17° с.ш.). Его северное окончание погребено под мощными наносами дельты Ганга в Бенгальском заливе. Ширина хребта колеблется от 150 до 250 км. С восточной стороны хребет сопровождается в средней его части Восточно-Индийским желобом с глубинами до 6335 м. Гребень хребта имеет вершины, поднимающиеся до отметок −840 м. Восточно-Индийский хребет приурочен к внутриплитной разломной границе, отделяющей австралийскую часть Индо-Австралийской плиты от индийской ее части. Последняя сдвигается к северу, участвуя в столкновении Индо-Австралийской плиты с Евразийской. Австралийская же часть плиты на северной ее границе поддвигается в Яванском желобе под Индонезийскую систему островных дуг. Таким образом, Восточно-Индийский хребет является важной тектонической внутриплитной границей. С разломами хребта связаны землетрясения (см. табл. 32).

В очагах землетрясений преобладают сдвиговые деформации литосферы по оси хребта и сбросы на его флангах (*Bratt, Bergman, Solomon,* 1985).

Таблица 28

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1980	август	29	03 ч. 56 мин.	24.63	61.39	—	3
1978	май	24	01 ч. 56 мин.	24.06	65.56	5,4	3
1981	март	26	02 ч. 27 мин.	18.53	60.45	4,9	33

Таблица 29

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1981	декабрь	5	18 ч. 47 мин.	14.47	58.14	5,9	33
1979	март	29	10 ч. 05 мин.	14.24	53.80	4,8	33
1980	октябрь	23	08 ч. 43 мин.	14.05	54.28	5,1	33
1979	ноябрь	12	23 ч. 34 мин.	14.02	53.94	5,0	33
1981	апрель	9	09 ч. 28 мин.	11.82	57.85	5,1	43
1980	апрель	20	02 ч. 38 мин.	11.76	57.72	6,4	3
1980	апрель	28	02 ч. 48 мин.	11.71	57.51	5,0	3
1980	август	14	09 ч. 51 мин.	11.20	57.24	5,0	33

Таблица 30

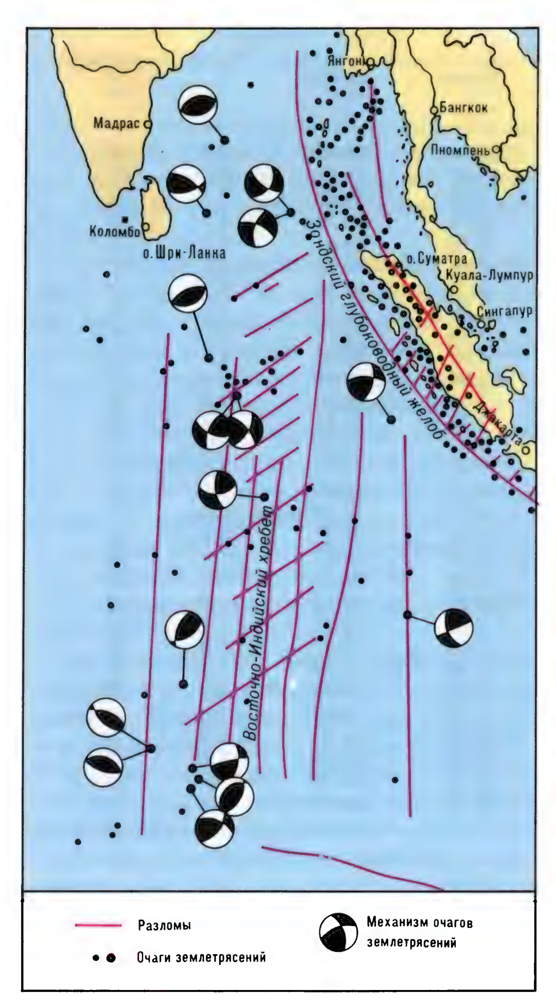
Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш., ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1980	январь	26	01 ч. 01 мин.	13.78 с. ш.	56.97	5,9	33
1980	август	31	16 ч. 31 мин.	10.47	57.57	6,0	37
1979	декабрь	29	13 ч. 34 мин.	9.28	58.12	5,3	60
1979	февраль	27	16 ч. 15 мин.	6.84	59.56	5,3	33
1979	март	10	06 ч. 45 мин.	6.78	59.64	5,1	35
1982	июль	4	10 ч. 13 мин.	5.96	60.82	5,0	33
1972	январь	2	07 ч. 07 мин.	4.74	62.18	5,3	33
1981	октябрь	31	12 ч. 42 мин.	4.08	62.66	5,3	33
1986	февраль	15	19 ч. 56 мин.	3.84	62.75	5,7	03
1979	декабрь	8	11 ч. 43 мин.	3.16	65.85	5,2	33
1982	октябрь	25	17 ч. 09 мин.	1.94	66.01	5,8	45
1980	июль	8	01 ч. 54 мин.	2.49	65.95	5,8	36
1984	февраль	15	04 ч. 47 мин.	2.40	62.82	5,8	38
1980	декабрь	11	04 ч. 44 мин.	1.82	66.58	5,5	33
1980	декабрь	6	05 ч. 49 мин.	1.42	66.70	5,2	34
1980	январь	5	17 ч. 15 мин.	0.15	66.99	5,1	33
1980	январь	10	04 ч. 05 мин.	0.07	66.93	5,3	33
1980	январь	3	18 ч. 12 мин.	0.08	67.07	6,4	61
1980	февраль	16	02 ч. 06 мин.	0.15	66.87	5,0	33
1979	апрель	20	12 ч. 01 мин.	2.14	68.02	6,0	37
1979	март	17	06 ч. 32 мин.	2.93	68.04	6,0	40
1981	апрель	22	13 ч. 17 мин.	3.61	68.23	5,1	33
1982	март	30	15 ч. 07 мин.	5.06	68.67	4,9	33
1979	март	9	00 ч. 44 мин.	5.50	68.39	5,3	33
1982	январь	8	07 ч. 43 мин.	6.13	67.94	4,9	33
1982	февраль	4	13 ч. 38 мин.	6.49	70.67	3,0	33
1982	октябрь	5	11 ч. 29 мин.	10.99	66.80	5,0	33
1981	октябрь	7	13 ч. 19 мин.	11.39	66.48	6,5	60
1982	октябрь	15	02 ч. 59 мин.	13.61	66.73	5,4	21
1981	февраль	14	18 ч. 12 мин.	19.72	66.93	5,1	23

Таблица 31

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1980	ноябрь	29	01 ч. 36 мин.	18.11	67.19	5,3	33
1981	март	13	14 ч. 59 мин.	22.18	70.57	4,9	33
1984	март	2	01 ч. 22 мин.	23.92	69.84	6,0	3
1982	май	9	12 ч. 40 мин.	28.59	75.34	5,3	33
1987	апрель	13	08 ч. 07 мин.	37.26	77.72	6,0	3
1981	июль	17	17 ч. 19 мин.	36.98	79.81	6,1	3
1980	август	21	12 ч. 07 мин.	41.35	80.49	6,4	3
1981	июнь	25	19 ч. 25 мин.	41.72	80.53	5,5	33
1984	март	21	08 ч. 28 мин.	43.80	77.90	6,2	03

Таблица 32

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* ° ю. ш.	*Долгота,* ° в. д.	*M*	*H,* км
1974	июнь	25	17 ч. 22 мин.	26.0	84.3	6,6	23
1968	сентябрь	9	01 ч. 25 мин.	24.4	80.4	5,4	3
1981	декабрь	2	19 ч. 02 мин.	15.6	88.5	6,4	40
1965	октябрь	31	17 ч. 24 мин.	14.2	95.3	5,4	24
1987	март	15	16 ч. 15 мин.	10.3	91.8	6,2	3
1964	май	25	19 ч. 44 мин.	9.1	88.9	6,0	17
1971	июнь	26	19 ч. 27 мин.	5.2	96.9	6,4	29
1970	октябрь	10	08 ч. 53 мин.	3.5	86.2	6,3	27
1980	февраль	29	09 ч. 10 мин.	3.2	89.0	5,0	33
1981	январь	28	14 ч. 47 мин.	3.2	89.0	6,0	33
1981	январь	28	14 ч. 47 мин.	3.2	89.0	6,0	33
1987	апрель	1	20 ч. 19 мин.	1.2	89.4	5,1	3
1978	август	3	01 ч. 10 мин.	0.9	84.0	5,5	39
1987	сентябрь	22	07 ч. 17 мин.	0.9	84.4	6,0	3
1973	апрель	7	03 ч. 00 мин.	7.0 с.ш.	91.3	6,6	13
1973	август	30	19 ч. 50 мин.	7.2 с.ш.	84.3	5,2	27
1972	ноябрь	11	13 ч. 19 мин.	11.7 с.ш.	85.3	5,2	27



Механизм очагов землетрясений Восточно-Индийского хребта (по E. A. Bergman, S. C. Solomon)

Некоторые исследователи (*Hedervary*, 1978) считают возможным провести по разрозненным эпицентрам землетрясений особый Индо-Австралийский сейсмический пояс. Он проводится от о. Шри-Ланка на юго-восток к южному побережью Австралии. Его существование связывают с некоторой зоной ослабления Индо-Австралийской литосферной плиты при ее поддвиге под Индонезийские островные дуги. Однако эти рассуждения не вполне убедительны.

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТАХ ТИХОГО ОКЕАНА

Дно Тихого океана очень неоднородно по тектонике. В самых общих чертах его можно подразделить на восточную, центральную и западную части. Восточная часть отличается наиболее молодой литосферой, новообразованной в осевой рифтовой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия и смещенной потом в стороны.

Эта рифтовая зона представляет собой границу между Тихоокеанской литосферной плитой с относительно небольшими плитами Наска и Кокос. Севернее 20° с.ш. Восточно-Тихоокеанское поднятие пододвинуто под континент Северной Америки. Калифорнийский залив является как бы продолжением рифтов Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Центральная часть Тихого океана характерна чередованием глубоководных котловин, разделенных глыбовыми вулканическими подводными хребтами с линейными островными архипелагами. С ними связаны отдельные землетрясения преимущественно вулканического происхождения.

Западная часть Тихого океана — совокупность сводовых поднятий с островными архипелагами на них: о-ва Маршалловы и Каролинские, Самоа и др. (*Пущаровский, Хаин,* 1988).

Восточно-Тихоокеанское поднятие протягивается на 10 тыс. км от разлома Элтанин (58° ю.ш.) до Калифорнийского залива в Северной Америке (20° с.ш.). Его ширина достигает нескольких тысяч километров. Осевая рифтовая зона выражена слабо на юге и более хорошо на севере — к северу от экватора. Мощность земной коры в пределах поднятия колеблется от 8,8 до 10,9 км (*Кунин, Семенова,* 1983). Оно рассечено многими трансформными разломами. Наиболее крупные из них: Менард (50° ю.ш.), Челленджер (36° ю.ш.), Пасхи (26° ю.ш.), Маркизский (4° ю.ш.), Галапагос (2° ю.ш.), Сикейрос (8° с.ш.), Орозко (15° с.ш.).

Землетрясения в Восточно-Тихоокеанском поднятии связаны главным образом с пересечением его трансформными разломами. Здесь отмечаются сравнительно большие глубины очагов землетрясений (см. табл. 33).

Отмечается также закономерное изменение ориентировки сжатия литосферы в очагах. Так, на юге сжатие ориентировано в северо-восточном направ-

лении, на широтах 15—25° ю.ш. оно ориентировано на восток, а в северной части поднятия — на юго-восток (*Tobin, Sukes,* 1967; *Stover,* 1973).

Наблюдается тесная связь более сильных землетрясений (M=6) с большими трансформными разломами. Здесь же происходит много слабых землетрясений с глубиной очага не более 3—4 км.

Западно-Чилийское подводное поднятие протягивается в юго-восточном направлении от разлома Челленджер к южной оконечности Южной Америки. По оси его проводят границу между Антарктической литосферной плитой и микроплитой Наска. Здесь происходят землетрясения небольшой интенсивности (см. табл. 34).

Итак, южная граница микроплиты Наска характерна довольно частыми мелкофокусными землетрясениями. Они обусловлены интенсивным продвижением микроплиты на восток-северо-восток вдоль края Антарктической литосферной плиты.

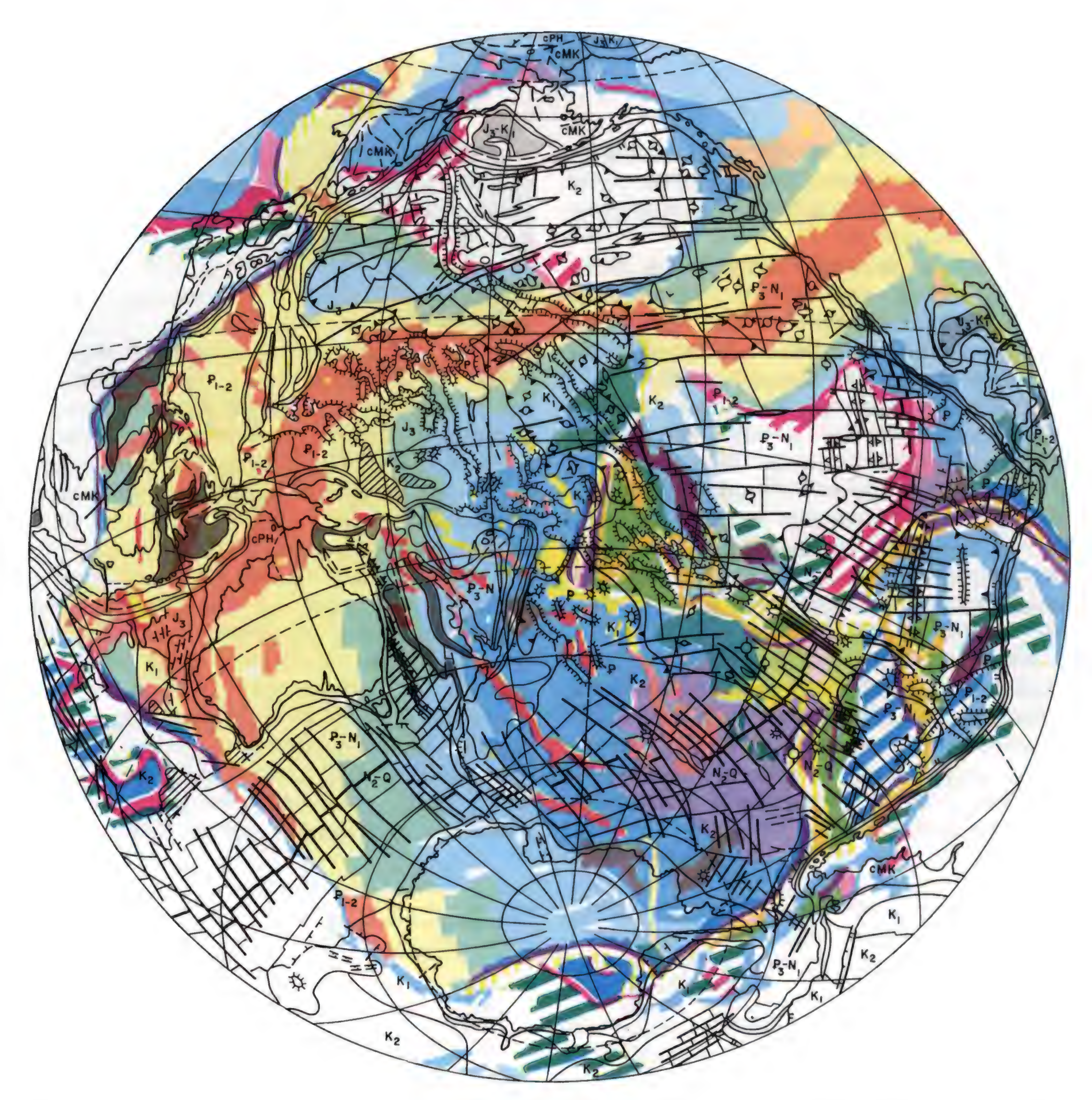
Северная граница микроплиты Наска менее сейсмична. Ее проводят по системе рифтов Галапагос (экваториальная зона), которые отделяют микроплиту Наска от микроплиты Кокос. Рифты Галапагос протягиваются в широтном направлении на 1200 км к востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия (от 100 до 85° з.д.). На восточном их отрезке расположен Галапагосский подводный свод с архипелагом Галапагосских о-вов. Они представляют собой активные и недавно потухшие вулканы. Подводный свод — место тройного сочленения подводных хребтов (Галапагос, Карнеги, Кокос). По разломам рифтов и подводного свода происходят редкие землетрясения с магнитудой до 6,5 (*Stover,* 1973). Они локализуются преимущественно в западной части рифтовой системы (100—102° з.д.). Здесь происходит интенсивное расширение рифта (*Cooper, Milholland, Duennebier,* 1987). Реже такие землетрясения происходят на подводном своде севернее и

Таблица 33

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °ю. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
1980	август	14	05 ч. 06 мин.	56.67	122.65	5,0	33
1982	июнь	30	02 ч. 17 мин.	38.23	111.75	5,0	33
1980	сентябрь	26	20 ч. 26 мин.	37.00	105.52	5,1	33
1979	март	4	10 ч. 00 мин.	36.08	103.66	6,6	33
1980	август	3	13 ч. 43 мин.	36.00	105.98	5,4	33
1979	апрель	14	02 ч. 41 мин.	33.74	106.97	4,6	33
1986	октябрь	5	33 ч. 16 мин.	24.13	112.46	5,6	03
1979	май	8	19 ч. 37 мин.	24.12	116.31	5,6	33
1981	август	21	22 ч. 53 мин.	23.29	113.03	5,3	33
1980	январь	20	01 ч. 03 мин.	23.07	120.54	5,5	33
1980	ноябрь	24	09 ч. 33 мин.	22.82	113.40	5,4	33
1981	май	24	11 ч. 44 мин.	22.53	114.36	5,5	33
1980	июль	30	17 ч. 15 мин.	9.23	108.68	5,7	33
1981	февраль	25	22 ч. 12 мин.	8.41	107.96	6,3	33
1981	сентябрь	30	23 ч. 04 мин.	4.76	112.12	6,1	33
1984	март	1	19 ч. 21 мин.	4.66	105.82	5,4	03

Таблица 34

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °ю. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
1982	апрель	18	11 ч. 31 мин.	28.17	114.04	6,5	3
1981	сентябрь	6	16 ч. 43 мин.	36.58	101.61	5,4	3
1975	апрель	20	11 ч. 40 мин.	36.80	100.30	6,3	3
1980	июнь	23	19 ч. 20 мин.	36.30	98.13	5,5	3
1981	июль	10	18 ч. 02 мин.	36.95	96.69	5,5	33
1980	май	5	18 ч. 37 мин.	34.19	93.50	5,4	33
1980	март	6	20 ч. 37 мин.	45.40	85.33	5,7	33
1986	октябрь	10	20 ч. 19 мин.	42.13	82.97	5,6	3
1982	сентябрь	26	04 ч. 02 мин.	43.40	82.82	5,2	3



Тектоническая карта дна Тихого океана (легенду см. на тектонической карте дна Атлантического океана)

южнее о. Исабела (91,5° з.д.).

Микроплита Кокос представляет собой северный блок литосферы Тихого океана в той его части, которая расположена между Восточно-Тихоокеанским поднятием и Центральной Америкой. В пределах микроплиты происходят редкие мелкофокусные слабые землетрясения. Лишь в юго-восточной части микроплиты, на Панамской и Эквадорской разломных зонах, землетрясения происходят чаще. Магнитуда их достигает 6,5—7,0 (*Stover,* 1973).

На этом можно ограничиться в рассмотрении зоны землетрясений восточной части Тихого океана и перейти к центральной его части — к Гавайскому архипелагу.

Гавайский вулканический архипелаг и продолжающие его на северо-запад подводные Императорские горы протягиваются на 5 тыс. км вдоль системы разломов литосферы в центральной части Тихого океана. Здесь происходят многочисленные вулканические и более редкие тектонические землетрясения. Их эпицентры концентрируются в районе о-ва Гавайи с его действующими вулканами Килауэа и Мауна-Лоа. При подъеме магмы и ее извержениях происходят многочисленные сейсмические толчки. Так, в 1964 г. здесь было зарегистрировано 30 285 землетрясений (*Koyanagi, Krivy, Okamura,* 1966). Очаги их были расположены на глубинах до 5 км. Реже происходят землетрясения с глубиной очагов в 10-20 км, еще реже — с глубиной 20-60 км. Ниже приводятся описания ряда гавайских землетрясений.

Гавайское землетрясение, 1975 г., 29 ноября, 4 ч. 35 мин. по местному времени. Эпицентр близ вулкана Килауэа. 19.3° с.ш., 155.0° з.д. M=7,2. H=5 км. Сила до 9 баллов. Сильные разрушения дорог и построек на о-ве Гавайи. Обвалы в горах. Оседание юго-восточного побережья до 3,5 м. Сотрясения охватили о-ва Оаху, Ланаи, Молокаи, Мауи. Мощные цунами с высотой волн до 8 м. Разрушение ими прибрежных поселков. Ущерб — миллионы долларов. Цунами распространилось до берегов Америки (*Соловьев, Го, Ким,* 1986).

Землетрясение Каоики, 1983 г., 16 ноября, 03 ч. 15 мин. Эпицентр на о-ве Гавайи между вулканами Мауна-Лоа и Килауэа. 19.5° с.ш., 155.6° з.д. M=6,6. H=11 км. Сила 8 баллов. Разломы на поверхности земли со сдвигом по простиранию трещин. Большое количество (свыше 9 тыс.) афтершоков. Значительные разрушения в южной части о-ва Гавайи (*Decker, Koyanagi,* 1984).

Тектонические землетрясения происходят и около о-вов Нихау и Кауаи. Магнитуда их достигает 4,0. Очень редко происходят и сильные землетрясения. Так, землетрясение Касини 27 июня 1962 г. (19°24′ с.ш., 155°27′ з.д.) имело M=6,1. За первые три дня после толчка произошло 1540 афтершоков в эпицентральной зоне площадью 150 км^2. M до 3,5. H от 3 до 12 км. Энергия толчка $395 \cdot 10^{18}$ эрг (*Коянаги, Окамура,* 1966). Аналогичным было и Калаианское землетрясение 29 ноября 1975 г. в 14 ч. 47 мин. (18.6° с.ш., 155.9°з.д.). M=7,0.

В Тихом океане, в 56 км западнее Гавайских о-вов, 28 марта 1988 г. в 03 ч. 34 мин. (19.7° с.ш., 155.8° з.д.) произошло сильное землетрясение (M=5,9, H=33 км). Оно сопровождалось афтершоками (сообщения печати и данные «Оперативных сейсмологических каталогов Опытно-методической экспедиции (ОМЭ) ИФЗ АН СССР»).

Микронезийская протоостровная дуга в западной части Тихого океана. Этот район отличается повышенной мощностью океанической литосферы, наличием в ней субконтинентальных блоков. Они образуют сложные пояса, протягивающиеся с северо-запада на юго-восток. Эти пояса представляют собой как бы переходные структуры от вулканических поясов центральной части Тихого океана к островодужным поясам. В связи с этим для землетрясений в западной части дна Тихого океана характерна большая глубина очагов с концентрацией их вдоль разломов. Примером являются о-ва: Маршалловы, Гилберта, Эллис, Самоа. Этот пояс островов протягивается на 4500 км, имеет ширину около 500 км. Он разграничивает глубоководные Центральную и Меланезийскую котловины. Некоторые исследователи (*Kroenke, Walker,* 1986) считают этот пояс новообразующейся Микронезийской протоостровной дугой. Здесь происходят мелкофокусные землетрясения.

О-ва Гилберта являются одним из средних звеньев в цепи архипелагов, образующих пояс юго-восточного простирания. Их глыбовое поднятие отделено от соседних поднятий разломами, с которыми связаны землетрясения. Иногда здесь происходят рои землетрясений. Один из таких роев происходил в 1982—1983 гг. в районе о. Арораэ. Глубина очагов достигает здесь нескольких десятков километров, что свидетельствует о большой мощности литосферы. Однако часто происходили землетрясения с глубиной очага лишь в несколько километров. Иногда случаются довольно сильные землетрясения: 16 марта 1982 г. (M=6,3), 31 января 1983 г. (M=6,4), 8 марта 1983 г. (M=6,0) и др. Почти все происходящие здесь землетрясения связаны с разломной зоной, расположенной в 250—300 км к востоку от о-вов Гилберта и протягивающейся на 300 км к юго-востоку.

О-ва Самоа — южное окончание пояса архипелагов Маршалловых — Гилберта—Самоа. Это глыбовые вулкано-тектонические структуры, насаженные на подводные краевые валы. Имеются две группы их — Западное и Восточное Самоа. Они расположены кулисообразно и образуют пояс длиной около 500 км. С разломами этих поднятий связаны землетрясения (см. табл. 35).

Данные о землетрясениях у о-вов Самоа показывают, что сейсмичность их как краевого вала на периферии океани-



Механизм очагов землетрясений на юго-востоке Тихого океана (по R. Molner, J. Mammeriks)

ческой литосферы в значительной степени обусловлена поддвигом Тихоокеанской плиты в желобе Тонга (см. ниже).

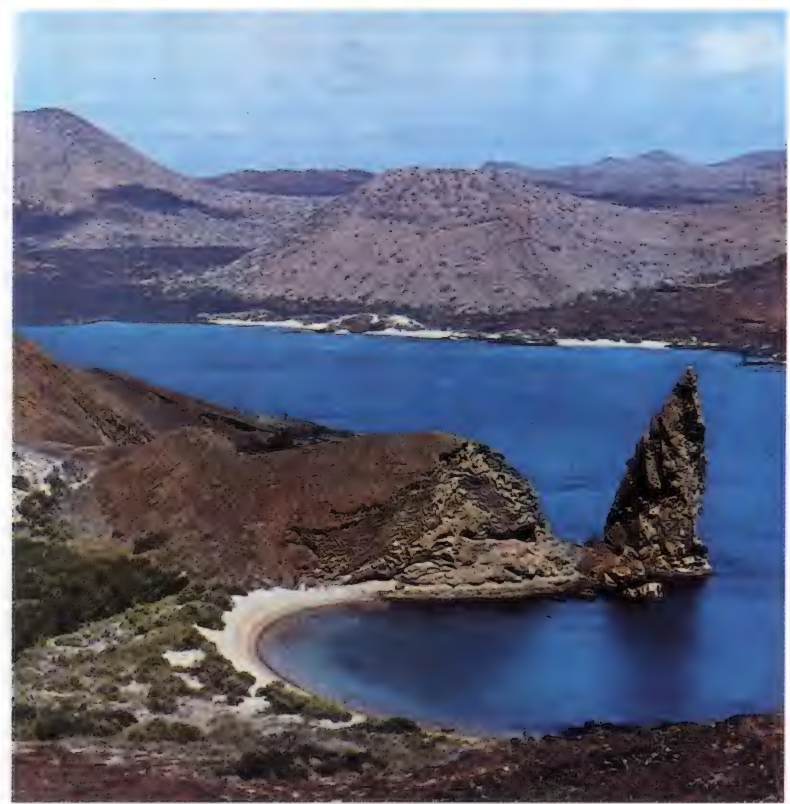
Таблица 35

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °ю. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
1980	июнь	18	10 ч. 49 мин.	14.50	169.39	6,5	33
1980	сентябрь	17	05 ч. 37 мин.	15.37	172.18	5,1	33
1981	март	14	05 ч. 39 мин.	13.10	172.34	5,4	33
1980	апрель	11	00 ч. 51 мин.	16.61	172.82	5,6	33
1979	февраль	4	02 ч. 10 мин.	15.50	172.97	5,5	33
1981	сентябрь	2	08 ч. 44 мин.	15.48	172.97	5,4	33
1982	февраль	23	01 ч. 30 мин.	14.55	173.25	4,9	33
1982	март	28	11 ч. 34 мин.	13.83	173.37	5,0	33
1979	июнь	1	02 ч. 10 мин.	14.49	173.40	5,0	33
1979	март	25	00 ч. 06 мин.	14.39	173.40	5,0	33
1980	май	2	16 ч. 39 мин.	13.96	173.81	4,7	33
1981	сентябрь	2	10 ч. 31 мин.	14.89	173.84	5,3	33
1981	январь	9	02 ч. 18 мин.	14.96	173.98	5,7	33
1981	март	28	14 ч. 20 мин.	13.94	174.41	5,0	33

Галапагосские острова.
Остров Санта-Крус



Остров Бартоломео



Каролинские о-ва расположены на крайней западной периферии Тихого океана. Они образуют огромную, широтно ориентированную, выпуклую к северу дугу, протянувшуюся на 4 тыс. км. Поднятие Каролинских о-вов имеет сложное глыбовое строение. Западная часть его как бы наследует разломы южного продолжения тектонических поясов Кюсю — Палау и Яп — Палау. Средняя и восточная части Каролинского сводового поднятия представляют собой периферийно-океанические структуры сложного строения с повышенной мощностью литосферы. К югу от них расположены отмершие несколько миллионов лет назад зоны ее спрединга (*Казьмин,* 1988). Это обусловливает наличие близ зон спрединга и Яп — Палау больших глубин очагов землетрясений, а иногда и больших магнитуд (см. табл. 36).

В Каролинских о-вах преобладают землетрясения с глубиной очага от 3 до 52 км с магнитудой до 6,4. Это обусловлено повышенной мощностью литосферы в Каролинской микроплите, которая поддвигается под Тихоокеанскую литосферную плиту. В очагах землетрясений происходят сдвиговые деформации на глубинах 20—30 км (*Hedarthy, Weissel, Hayes,* 1982).

Таблица 36

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °в. д.	*M*	*H,* км
1980	декабрь	25	23 ч. 13 мин.	10.22	147.42	5,0	33
1981	июль	1	08 ч. 02 мин.	8.04	142.07	5,2	33
1981	сентябрь	30	20 ч. 17 мин.	10.44	141.66	5,4	33
1980	май	11	09 ч. 09 мин.	10.67	141.50	5,4	33
1979	январь	14	01 ч. 41 мин.	11.59	141.30	5,1	35
1981	октябрь	19	02 ч. 04 мин.	10.74	140.86	5,5	33
1980	октябрь	29	17 ч. 21 мин.	11.28	140.76	5,3	3
1980	октябрь	9	05 ч. 56 мин.	11.44	140.51	5,5	3
1982	август	27	17 ч. 37 мин.	7.50	138.00	5,2	3
1981	декабрь	28	14 ч. 52 мин.	7.69	135.19	5,3	33
1980	сентябрь	3	21 ч. 50 мин.	6.28	133.90	5,3	33
1982	май	24	19 ч. 37 мин.	3.94	132.43	5,2	3
БОЛЕЕ ГЛУБОКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	июль	26	20 ч. 51 мин.	11.63	141.90	5,9	48
1983	февраль	14	00 ч. 23 мин.	10.70	141.13	6,4	52

Раздел второй

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ОСТРОВОДУЖНЫХ ПЕРИФЕРИЙНО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ

На западной периферии Тихого океана, отчасти на северо-востоке Индийского расположены суперрегиональные системы островных дуг. С ними связаны сейсмические пояса. Кроме того, небольшие деформированные островные дуги особого рода окаймляют с востока Карибскую и Скошскую литосферные микроплиты в Атлантическом океане.

В островодужных зонах происходят сложные взаимодействия Евразийской литосферной плиты с Тихоокеанской и Индо-Австралийской. Сторонники концепции тектоники литосферных плит трактуют эти взаимодействия как **субдукцию** — поддвиг океанической литосферы под островную. Однако процессы взаимодействия плит многообразны и на ряде участков в островных дугах происходит активное надвигание блоков островодужной литосферы на океаническую. Это приводит к взбросовым деформациям пород, к сильным землетрясениям (*Чудинов,* 1981). Большую группу их образуют мелкофокусные толчки с очагами под островодужным склоном глубоководных желобов в пределах верхних 60—100 км. Они происходят в условиях сильного горизонтального сжатия литосферы, направленного вкрест простирания дуг. Возникающее при этом вторичное растяжение литосферы в зонах поддвига и близ них ориентировано по падению этих зон, но под более крутыми углами.

Под островными дугами в зоне поддвига океанической литосферы имеются две параллельные области концентрации очагов землетрясений. Верхняя совпадает с поверхностью поддвигающейся океанической плиты и испытывает сжатие. Нижняя располагается на 30—40 км глубже и вместе с нижней частью поддвигающейся плиты растягивается.

В очагах поверхностных землетрясений происходят взбросонадвиговые разрывы, параллельные простиранию дуг. Реже происходят разрывы вкрест простирания дуг со сдвиговыми деформациями. Островодужные землетрясения в общем виде подразделяются на надвиговые и поддвиговые (*Kanamori,* 1972; *Каракин, Лобковский,* 1981). Надвиговые землетрясения происходят на границах двух взаимодействующих литосферных плит, одна из которых (островодужная) играет роль упора, а другая (океаническая) погружается около нее в мантию. Эти землетрясения отражают процессы разрушения пород в относительно тонком пограничном слое между взаимодействующими плитами (*Каракин, Лобковский,* 1981). Поддвиговые землетрясения происходят внутри контактирующих литосферных плит преимущественно ниже зоны поддвига. Наиболее сильные землетрясения являются надвиговыми. При этом наблюдается перемещение очагов землетрясений вдоль дуги и даже от одной островной дуги к другой. Так, например, с течением времени происходит перемещение очагов сильных землетрясений на север — вдоль Камчатско-Курильской дуги со скоростью 150 км в год (*Mogi,* 1968).

Повторяемость сильных землетрясений в том или ином литосферном блоке островной дуги зависит от скорости накопления напряжений в астеносфере под островной дугой. Сильные землетрясения повторяются под тем или иным литосферным блоком через несколько десятков лет. Чем сильнее землетрясения, тем реже они происходят. Для каждой островной дуги имеется своя периодичность сильных землетрясений. С течением времени эта периодичность может изменяться.

Для островодужных сейсмических поясов характерно весьма большое количество землетрясений с разной интенсивностью (в том числе с магнитудой более 8), с разной глубиной очагов — от поверхностных до глубокофокусных. Максимальные глубины очагов землетрясений в островных дугах зарегистрированы 2 июля 1966 г. в море Банда (751 км) и 20 октября 1967 г. в восточной части архипелага Фиджи (788 км).

При увеличении глубины очагов уменьшаются величины максимальных магнитуд землетрясений. Б. Гутенберг и К. Рихтер (1948) подсчитали, что для поверхностных землетрясений максимально возможная магнитуда равна 8,6, при глубине очага 150 км она умень-

шается до 8,2, при глубине очага 350 км — до 8,0, при глубине 600 км — до 7,75, при глубине 650 км — до 7,6, при глубине 700 км — до 6,9. Уменьшаются и размеры очага.

В поперечном разрезе литосферы в островодужной зоне наблюдается излом наклона зоны Заварицкого — Беньоффа. Этот наклон, пологий наверху (10—20°), на глубинах 50—100 км резко увеличивается до 45—60°. Выше этих глубин зона Заварицкого — Беньоффа имеет большую ширину, нечеткие границы вследствие дробления литосферы. В этом интервале глубин происходит подавляющее большинство землетрясений в островных дугах.

Очаги землетрясений в зонах Заварицкого — Беньоффа под островными дугами и окраинными (задуговыми) морями распределяются по глубинам их очагов неравномерно. Отмечаются концентрации очагов на глубинах около 100, 200 и 350 км.

В задуговых — окраинных — морях происходит растяжение литосферы в пределах верхних 120—150 км с формированием рифтовых структур. С ними связаны поверхностные землетрясения. Некоторые исследователи (*Милановский, Никишин,* 1988) считают возможным объединить эти разрозненные рифтовые структуры окраинных морей в единый Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс.

Однако механизм образования этих рифтов отличается от процессов формирования и срединно-океанических, и срединно-континентальных рифтов, являясь порождением «островодужного процесса».

В окраинных морях некоторых дуг очаги землетрясений возникают на глубинах 500—600 км. Однако они не имеют непосредственной связи с зонами Заварицкого — Беньоффа и обусловлены какими-то иными тектоническими глубинными факторами. Тихоокеанская сейсмофокальная зона имеет толщину около 50 км. Она выходит на дно океана на континентальный склон глубоководных впадин. Зона эта представляет собой полосу эпицентров неглубоких землетрясений, протягивающихся вдоль островных дуг.

Размеры очагов землетрясений под островными дугами зависят от углов наклона зон Заварицкого — Беньоффа. При пологих углах в верхних горизонтах они очень большие (сотни и даже тысячи километров в длину, десятки, иногда сотни километров в ширину). Очаги протягиваются вдоль фронтальной разломной зоны, связанной с глубоководным желобом. При крутых углах наклона зон Заварицкого — Беньоффа объемы очагов землетрясений уменьшаются. Сильные землетрясения в островных дугах имеют небольшие глубины очагов. Около 95% сейсмической энергии в островных дугах выделяются в интервале глубин от 20 до 150 км. С глубиной величина сейсмической энергии убывает по экспоненте.

Главным сейсмическим толчкам в островных дугах предшествуют форшоки уже за несколько месяцев. Однако количество их во много раз меньше, чем количество афтершоков. Последние могут происходить в течение нескольких лет, а число их достигает иногда нескольких тысяч. Так, после Аляскинского землетрясения 28 марта 1964 г. (M=8,0) до 6 июля 1964 г. было зарегистрировано 15 тыс. афтершоков (*Plafker,* 1969).

В очагах поверхностных землетрясений островных дуг происходит близгоризонтальное сжатие в направлении сейсмофокальной зоны Заварицкого — Беньоффа и растяжение по простиранию островной дуги.

В процессе своего длительного развития островные дуги превращаются в орогенные складчатые пояса. Можно выделить несколько типов островных дуг с разной зрелостью. Это дуги марианского, курильского, японо-яванского, австралазийского, камчатско-суматринского типов. Каждый из них представляет собой последовательную стадию в процессе превращения островной дуги в орогенную складчатую структуру.

По расположению систем островных дуг относительно континентальных массивов можно выделить: собственно периферийно-океанические, приконтинентальные и межконтинентальные системы островных дуг.

Часть первая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СОБСТВЕННО ПЕРИФЕРИЙНО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ ПОЯСАХ

Собственно периферийно-океанические островные дуги Тихого океана образуют системы: Нампо, Марианско-Палау-Тонга-Кермадекскую, Новозеландско-Маккуорийскую. Они расположены на периферии новообразованной океанической литосферы, образуя западную границу мезозойско-кайнозойской Тихоокеанской литосферной плиты. Это молодые (не старше олигоцена) тектонические структуры на развивающихся разломных зонах Заварицкого — Беньоффа, наклоненных на запад — под островные дуги. Аналогичное, хотя и особое положение занимает и подводный хребет Маккуори, протягивающийся к югу от Новой Зеландии.

Новая Зеландия представляет собой обломок древнего континента Гондваны, вовлеченный более поздними тектоническими процессами в формировании Новозеландской островной дуги. В настоящее время ее сейсмические пояса представляют собой связующие звенья между сейсмическими поясами Кермадек и Маккуори. Поэтому Новозеландский сейсмический пояс будет охарактеризован в географической последовательности, после пояса Кермадек, хотя по геологическому развитию Новую Зеландию следует отнести к периферийно-континентальным структурам, претерпевшим сильную новейшую переработку в островодужных условиях.

Сейсмичность в пределах перечисленных выше поясов распределяется неравномерно. Намечается общее ослабление сейсмичности в направлении от системы Нампо к Марианской. В дуге Нампо сейсмическая энергия максимальна на глубинах 300—500 км, в северной части дуги Тонга — на глубинах 520—625, в южной части — 475—575, в дуге Кермадек — 300—500 км (*Isacks, Sykec, Oliver,* 1967, 1969). По сравнению с другими дугами в дугах Тонга и Кермадек зарегистрировано большее количество глубокофокусных землетрясений.

Глава 1

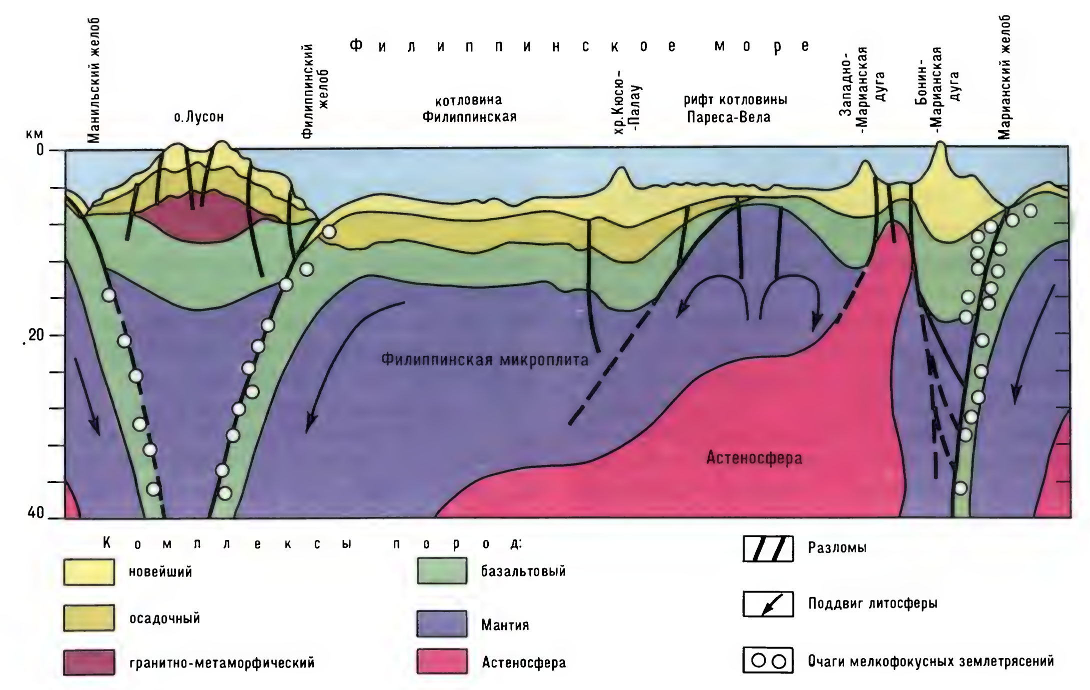
ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСАХ НАМПО И МАРИАНСКО-ПАЛАУСКОМ

От п-ова Идзу на о. Хонсю через архипелаг Идзуситито к архипелагу Огасавара, или Бонин, и далее через Марианские о-ва, Яп и Палау протягивается система островных дуг с приуроченными к ним сейсмическими поясами. Они располагаются между Тихоокеанской и Филиппинской литосферными плитами. Эта островодужная система сопровождается на западе разломным поясом Кюсю — Палау, удаленным от Марианских о-вов на 500 км. Кроме того, на дне Филиппинского моря прослеживается еще один разломный пояс — Сикоку — Яп. Эти пояса сейсмичны.

Подводный островодужный **пояс Нампо** представляет собой двойную островную дугу, более широкую на севере и разделенную на два хребта на юге. На юге восточная ветвь дуги Нампо образует о-ва Огасавара, или Бонин, а западная — о-ва Кадзан, или Волкано.

В регионе между о-вами Идзу и Огасавара желоб Идзу-Бонин имеет почти прямолинейное направление вдоль меридиана 144° в. д. Желоб Волкано изгибается к востоку, переходя в Марианский желоб. Между желобами Идзу-Бонин и Волкано имеется подводное поднятие северо-западного окончания хр. Маркус-Уэйк-Неккер. Вдоль глубоководных желобов, по разломной зоне Заварицкого — Беньоффа, располагается пояс эпицентров поверхностных землетрясений. Наиболее интенсивные из них имеют эпицентры на островодужном склоне глубоководных желобов (глубины очагов 20—50 км). Характерно, что непосредственно восточнее желоба (в океанической поддвигающейся плите) поверхностные землетрясения не происходят и вал, сопровождающий желоб с востока, асейсмичен (*Katsumata, Sykes,* 1969).

Вдоль всей дуги Нампо, близ вулканических островов, протягивается полоса эпицентров промежуточных землетрясений. Она имеет ширину порядка 200 км. Еще далее на запад располагаются относительно редкие эпицентры глубокофо-



Земная кора Марианской, Филиппинской и Рюкюсской островных дуг (по Д. Каригу и др., с изменениями)

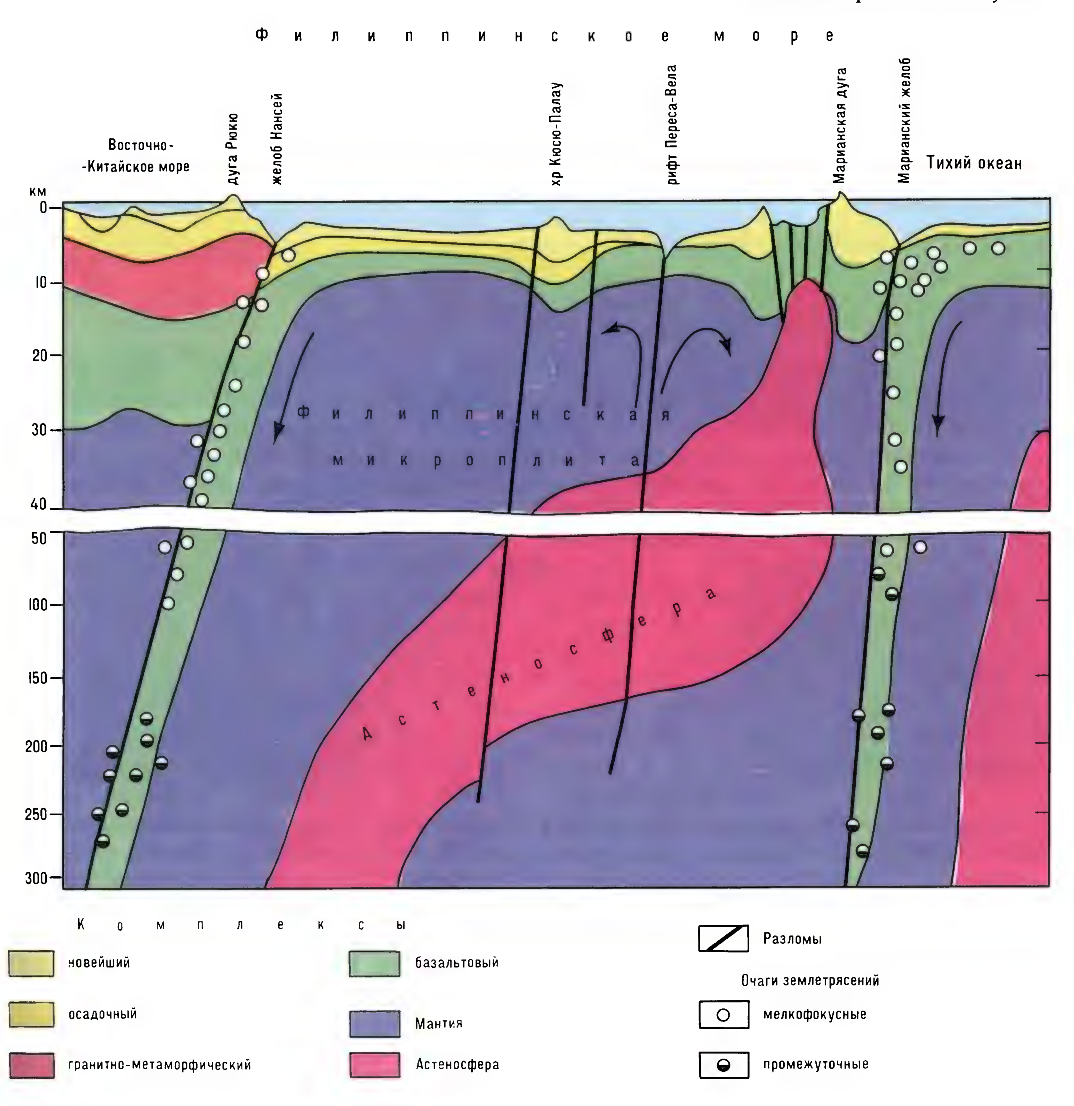
кусных землетрясений. Примеры их приведены в табл. 37.

Большая часть очагов землетрясений, расположенных на глубинах 400—500 км, сосредоточена близ южной части о-вов Бонин. Интересно, что против северо-западного окончания подводного хр. Маркус-Уэйк-Неккер отмечается перерыв в распространении эпицентров глубокофокусных землетрясений.

Марианско-Палауский пояс связан с двойной Марианской островной дугой. Она протягивается вдоль восточной границы Филиппинской литосферной океанической плиты на 1500 км (от 21 до 7.5° с. ш.). Дуга делится на внутреннюю — западную и внешнюю — восточную. Северные Марианские о-ва расположены на внутренней зоне, а Южные Марианские о-ва — на внешней. С восточной стороны дуга сопровождается системой глубоководных желобов: Марианским (11 022 м), Яп (8850 м), Палау (8069 м). Это выходы на дне океана разломных зон Заварицкого — Беньоффа, по которым Тихоокеанская плита поддвигается под Филиппинскую. Островные дуги разбиты поперечными разломами на ряд блоков, сохраняющих значительную автономность своих дви-

Таблица 37

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д*	*M*	*H, км*
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1978	март	7	02 ч. 48 мин.	31.71	137.59	6,5	400
1984	апрель	24	04 ч. 11 мин.	31.40	138.20	6,4	415
1978	январь	11	08 ч. 10 мин.	29.92	138.78	5,2	410
1984	март	6	02 ч. 17 мин.	29.40	138.80	7,0	441
1978	февраль	20	15 ч. 28 мин.	28.41	139.03	4,9	600
1984	август	22	03 ч. 39 мин.	28.38	138.80	5,0	599
1986	март	17	09 ч. 18 мин.	27.75	139.79	5,6	505
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1978	июль	30	14 ч. 49 мин.	32.88	137.71	5,0	300
1979	декабрь	11	17 ч. 26 мин.	29.17	140.26	6,4	120
1987	январь	21	01 ч. 10 мин.	27.41	143.60	5,1	110
1978	март	15	22 ч. 04 мин.	26.58	140.54	6,6	250



жений. К западу от островной дуги расположена Марианская глубоководная котловина — зона активного задугового раздвижения океанической литосферы в пределах Филиппинской микроплиты.

Вдоль глубоководных желобов протягивается полоса эпицентров весьма многочисленных поверхностных землетрясений. Они располагаются между желобами и вулканическими островами. Эпицентры наиболее сильных сейсмических толчков приурочены к островодужному склону Марианского желоба. Пространство восточнее желоба почти асейсмично, что говорит об отсутствии очагов поверхностных землетрясений в пододвигаемой Тихоокеанской плите.

Эпицентры глубокофокусных землетрясений расположены прерывистой полосой к западу от Марианской дуги (см. табл. 38).

Отмечается повышение сейсмической энергии поверхностных землетрясений у южного конца Марианской дуги. У северного фланга ее — между 17 и 20° с. ш. — сосредоточиваются эпицентры промежуточных землетрясений. Глубокофокусные сейсмические удары концентрируются между 18 и 19° с. ш., где зона Заварицкого — Беньоффа имеет положение, близкое к вертикальному. Магнитуды землетрясений возрастают

Таблица 38

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °в. д.	*M*	*H,* км
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1979	октябрь	17	05 ч. 43 мин.	18.49	145.40	6,5	600
1982	январь	4	06 ч. 05 мин.	18.21	145.74	6,3	650
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1978	январь	23	05 ч. 39 мин.	18.90	145.40	5,4	200
1981	июнь	7	21 ч. 40 мин.	16.60	145.77	6,3	350

здесь до 7. Таково было землетрясение 7 марта 1902 г. (19.06° с. ш., 145.17° в. д.) с глубиной очага 683 км.

В Марианской дуге хотя и редко, но происходят уникальные катастрофические сейсмические удары. Примером служит землетрясение 22 сентября 1902 г. (18° с. ш., 147° в. д.) с M=8.

Сильные землетрясения происходят на южном конце Марианской дуги у о. Гуам. Таковы сейсмические толчки: 9 сентября 1909 г. (M=7,4) в 250 км юго-западнее острова; 29 октября 1936 г. (M=6,75) в 125 км юго-западнее острова; 16 октября 1970 г. (M=6,2); 1 ноября 1975 г. (M=6,2). Частота повторяемости сильных землетрясений в Марианской дуге составляет 7—8 лет.

Глава 2

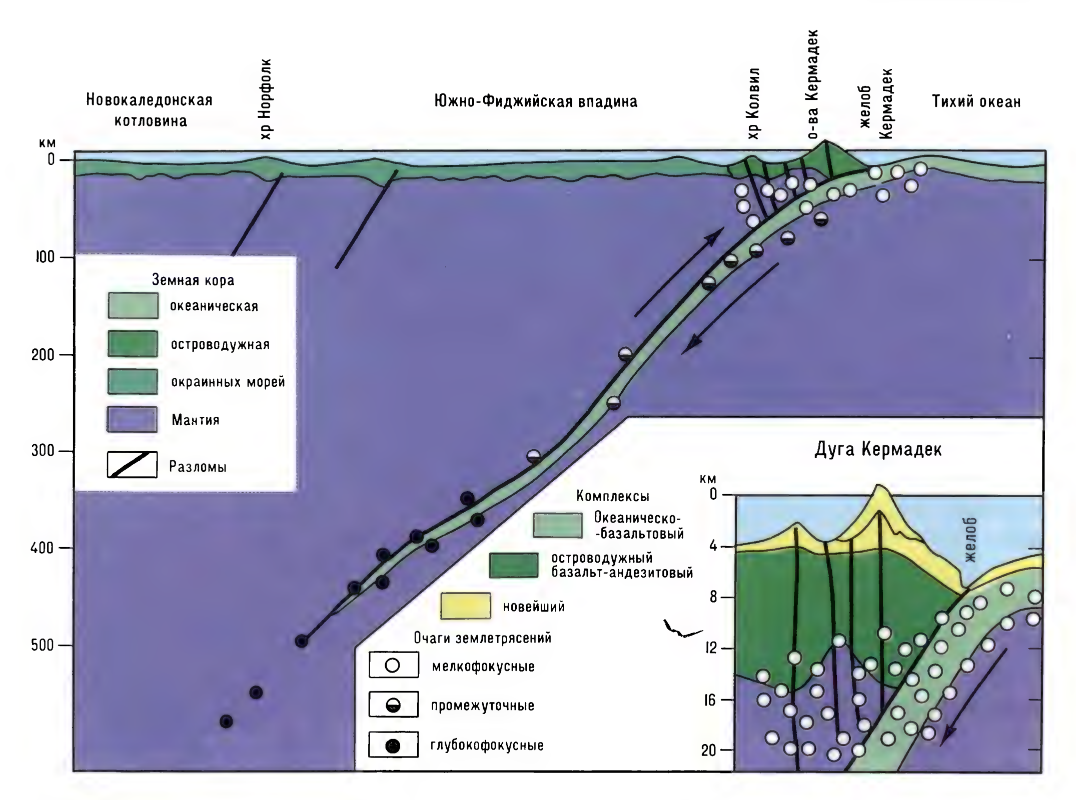
ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСАХ ТОНГА И КЕРМАДЕК

В сейсмических поясах Тонга и Кермадек происходит около половины глубинных землетрясений на Земле (*Sykes, Isacks, Oliver,* 1969). Островодужная система Тонга — Кермадек протягивается в субмеридиональном направлении на 3 тыс. км от о-вов Самоа до Новой Зеландии. Она образована двумя двойными островными дугами Тонга на севере и Кермадек на юге.

Дуга Тонга сопровождается на западе подводным хребтом Лау — западной частью дуги. Между ними находится внутридуговая глубоководная котловина Лау. Дуга Кермадек сопровождается на западе подводным хребтом Колвилл.

Некоторые исследователи считают, что подводные хребты Лау и Колвилл, а также расположенный западнее подводный хребет Норфолк представляют собой древние отмершие зоны Заварицкого — Беньоффа, которые сейчас асейсмичны. С восточной стороны островные дуги сопровождаются глубоководными желобами Тонга (10 882 м) и Кермадек (10 047 м), которые представляют собой выходы на океаническое дно современных активных зон Заварицкого — Беньоффа. Они наклонены на запад — под островные дуги и уходят в мантию на глубину до 600—700 км. Поэтому эпицентры глубокофокусных землетрясений, связанных с этими зонами, располагаются далеко на запад от островных дуг Тонга и Кермадек. Границей между желобами Тонга и Кермадек считают место причленения подводного хребта Луисвилл (25° ю. ш.). Он протягивается в Южной котловине Тихого океана в северо-западном направлении вдоль окончания гигантского трансформного разлома Элтанин, отделяющего Южно-Тихоокеанское поднятие от Восточно-Тихоокеанского (*Isacks, Sykes,* 1969; *Hanus, Vanek,* 1978).

Сейсмофокальная зона Заварицкого — Беньоффа островной дуги Тонга — Кермадек имеет волнообразную поверхность с пологими ступенями на глубинах около 60, 300 и 450 км (*Mac Carthy,* 1963). Деформации в очагах землетрясений различны на разных глубинах. Так, в мелкофокусных очагах — в земной коре — преобладают сдвиги в направлении по часовой стрелке вдоль субвертикальных плоскостей разрывов с простиранием северо-северо-восток и сдвиги против часовой стрелки вдоль субвертикальных разрывов с простиранием востоко-юго-восток. Реже — в некоторых очагах — происходят взбросы вдоль пологих разрывов. Все это говорит о сильном субго-



Зона Заварицкого—Беньоффа островной дуги Кермадек

ризонтальном сжатии земной коры.

В очагах промежуточных и глубокофокусных (глубже 300 км) землетрясений преобладают взбросы и сбросы по пологим плоскостям разрывов с простиранием юго-юго-восток. Реже — в некоторых очагах — происходят сдвиги вдоль субвертикальных разрывов в направлении по часовой стрелке. Это говорит о преобладании вертикальных подвижек в глубокофокусных очагах землетрясений (*Ritsema,* 1954).

Островная дуга Тонга (Дружбы) протягивается в субмеридиональном направлении между 18 и 22° ю. ш. Разломная зона Заварицкого — Беньоффа выходит на дно океана в 200 км восточнее островов. Наиболее глубокая часть образованного ею желоба Тонга известна как пучина Хоризон (10 882 м). Расположенная к западу от дуги Тонга котловина Лау представляет собой структуру растяжения литосферы, возникшую за островной дугой вследствие перераспределения напряжений при поддвиге Тихоокеанской плиты. Островная дуга осложнена поперечными разломами, расчленяющими ее на более или менее независимые в своих движениях литосферные блоки.

К зоне Заварицкого — Беньоффа, к поперечным разломам, приурочены очаги землетрясений с глубинами от 5—7 до 600 км. Верхняя часть этой зоны литосферы до глубины 40 км находится под сложным воздействием движений, сочетающих растяжение от изгиба литосферы и сжатие от ее поддвига (*Richter,* 1979).

Вдоль глубоководного желоба, островов и несколько западнее их располагаются эпицентры весьма многочисленных сильных и слабых поверхностных землетрясений. Реже эти эпицентры располагаются восточнее глубоководного желоба. Это свидетельствует о том, что очаги соответствующих поверхностных землетрясений находятся главным образом в верхней части поддвигающейся Тихоокеанской литосферной плиты и в островодужной литосфере. Такая же картина

наблюдается и южнее о-вов Тонга, где происходят очень сильные поверхностные землетрясения.

Западнее полосы эпицентров поверхностных землетрясений располагаются эпицентры промежуточных, а еще западнее (близ Фиджи) — и глубокофокусных землетрясений (*Isacks, Sykes, Oliver,* 1967, 1969) (см. табл. 39).

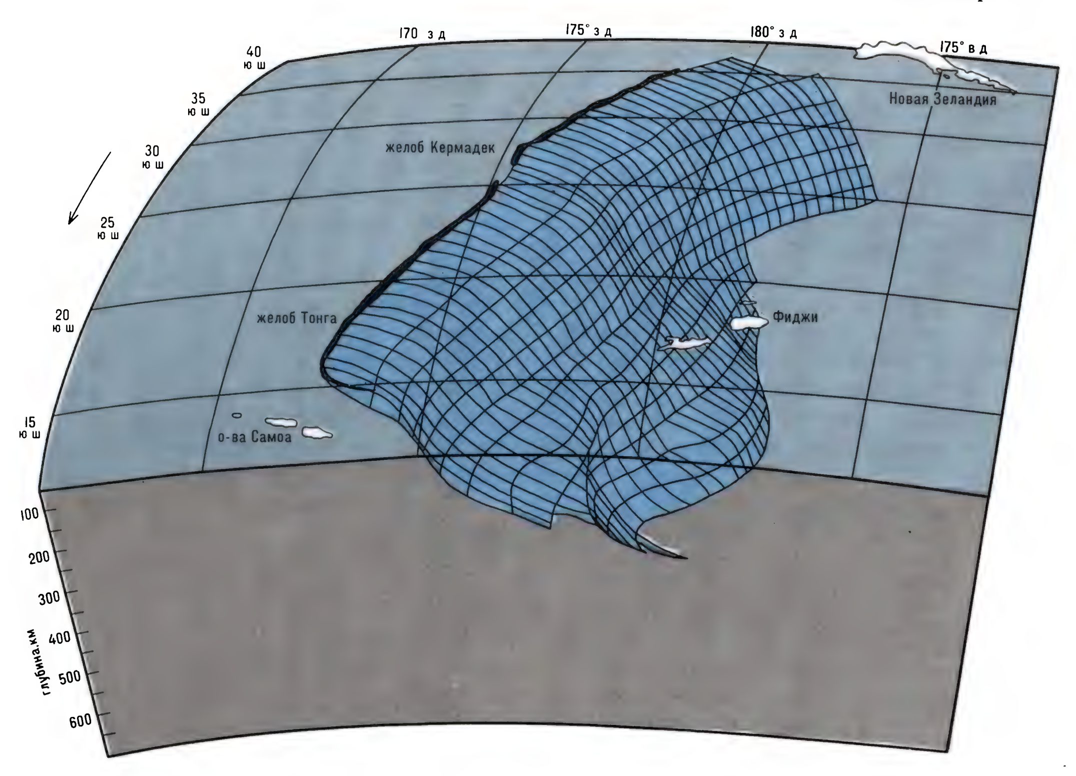
Землетрясения с глубиной очагов 500 км и больше происходят в пределах узкой зоны, параллельной дуге Тонга. Это одна из наиболее сейсмичных зон Земли для землетрясений с такой глубиной очагов. Пояс этих глубоких очагов резко изгибается на запад близ 15° ю. ш. согласно такому же изгибу глубоководного желоба Тонга южнее о-вов Самоа.

Как правило, глубокофокусные землетрясения имеют меньшие магнитуды, чем промежуточные и тем более поверхностные. Иногда в дуге Тонга происходят и уникальные катастрофические землетрясения. Примерами являются сейсмические толчки 26 июня 1917 г. (15.50° ю. ш., 173.00° з. д.) с M=8,7, 1 января 1919 г. (19.50° ю. ш., 176.50° з. д.) с M=8,2, а также землетрясение 30 апреля 1919 г. (19.00° ю. ш., 173.00° з. д.) с M=8,0.

На границе дуги Тонга с дугой Кермадек к их островодужной системе причленяется подводный хребет Луисвилл. Здесь резко уменьшается количество землетрясений. Это воздействие прослеживается до глубины 500 км. В очагах происходящих здесь землетрясений

Таблица 39

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °ю. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
ПОВЕРХНОСТНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1980	август	20	10 ч. 06 мин.	15.15	173.76	6,4	47
1983	январь	8	11 ч. 21 мин.	15.15	173.35	6,5	3
1985	июнь	3	12 ч. 06 мин.	15.20	173.4	6,7	3
1978	июль	2	04 ч. 01 мин.	15.36	175.55	6,4 в з. к.	
1982	сентябрь	3	23 ч. 40 мин.	15.24	173.19	6,6	33
1982	апрель	16	14 ч. 05 мин.	15.47	173.24	6,4	50
1984	октябрь	19	14 ч. 37 мин.	15.80	174.0	6,7	33
1978	июнь	17	15 ч. 11 мин.	17.02	172.43	7,1 в з. к.	
1980	декабрь	15	08 ч. 13 мин.	17.36	172.62	6,6	33
1980	февраль	3	11 ч. 58 мин.	171.60	172.43	6,5	6.2
1982	июнь	2	12 ч. 37 мин.	18.06	173.40	6,8	3
1981	август	1	06 ч. 10 мин.	18.28	174.48	6,0	70
1981	ноябрь	4	14 ч. 38 мин.	19.89	174.36	6,0	3
1979	июнь	25	11 ч. 01 мин.	19.92	173.34	6,0	33
1980	декабрь	19	02 ч. 58 мин.	21.11	175.56	6,2	3
1983	март	21	07 ч. 44 мин.	21.25	175.63	6,4	33
1980	декабрь	26	05 ч. 51 мин.	21.89	179.46	6,0	33
1985	сентябрь	27	10 ч. 10 мин.	21.9	175.3	6,5	3
1978	март	17	11 ч. 00 мин.	22.82	176.12	6,3 в з. к.	
1977	июнь	22	12 ч. 08 мин.	22.90	176.00	7,9 в з. к.	
1982	декабрь	19	17 ч. 44 мин.	23.93	177.13	7,5	3
1982	март	7	15 ч. 42 мин.	25.32	175.57	6,0	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1984	октябрь	15	10 ч. 21 мин.	15.60	173.20	6,7	90
1984	апрель	18	06 ч. 49 мин.	15.80	174.7	6,4	150
1983	июнь	1	01 ч. 59 мин.	16.90	174.82	6,2	180
1982	март	21	13 ч. 35 мин.	18.20	175.34	5,9	180
1980	ноябрь	30	12 ч. 24 мин.	19.30	176.30	6,4	190
1979	ноябрь	13	20 ч. 44 мин.	23.40	175.40	6,5	126
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1977	январь	21	06 ч. 11 мин.	16.80	178.50	5,4	600
1978	май	1	06 ч. 07 мин.	19.34	178.02	5,1	550
1977	март	14	19 ч. 03 мин.	19.80	179.00	5,5	500
1985	август	28	20 ч. 51 мин.	20.90	179.30	6,4	644



Зона Заварицкого—Беньоффа Тонга-Кермадекской островной дуги (по Д. Маккензи)

преобладают сдвиги в меридиональном направлении.

Поверхностные землетрясения происходят здесь хотя и редко, но достигают большой силы. Примером может служить землетрясение Тонга-Луисвилл. Оно произошло 10 октября 1977 г. в 11 ч. 54 мин. Эпицентр на сочленении желоба Тонга с хр. Луисвилл. 25.9° ю. ш., 175.4° з. д. M=7,2. H=25 км. Очаг землетрясения приурочен к разрыву меридионального направления, по которому произошел сдвиг (*Eissler, Kanamory,* 1982).

Островная дуга Кермадек простирается в субмеридиональном направлении на 1500 км почти до о. Северного Новой Зеландии. Строение ее разломной зоны Заварицкого — Беньоффа в общих чертах сходно с таковым близ дуги Тонга. К западу от о-вов Кермадек располагаются задуговая депрессия Хавр, подводный хребет Колвилл и южная часть Южно-Фиджийской котловины. Землетрясения в дуге Кермадек пространственно связаны с зоной разломов Заварицкого — Беньоффа (см. табл. 40).

Эпицентры поверхностных землетрясений концентрируются вдоль глубоководного желоба и островной дуги, образуя местные скопления на разломных границах блоков, на которые распадается дуга по ее простиранию. Очень редкие эпицентры поверхностных землетрясений находятся на оси глубоководного желоба, что свидетельствует о расположении очагов этих землетрясений в верхней части поддвигающейся под дугу литосферной плиты. Сейсмическая активность уменьшается в направлении на юг — юго-запад, к Новой Зеландии.

К западу от дуги Кермадек наблюдается сплошной разброс эпицентров промежуточных и глубокофокусных землетрясений (см. табл. 41).

Южнее 27° ю. ш. очень глубокие (500 км) землетрясения не происходят, а между 33 и 37° ю. ш. нет и землетрясений с очагами глубже 200 км. Таким образом, на южном фланге дуги Кермадек сейсмичность глубоких частей зоны Заварицкого — Беньоффа уменьшается.

Таблица 40

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °ю. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
ПОВЕРХНОСТНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	ноябрь	11	21 ч. 21 мин.	27.03	179.78	6,0	33
1977	декабрь	18	14 ч. 55 мин.	27.70	176.90	6,2 в з. к.	
1983	июль	28	01 ч. 46 мин.	27.44	176.21	6,0	33
1986	октябрь	20	06 ч. 46 мин.	28.00	176.30	7,9	33
1980	июнь	23	20 ч. 13 мин.	28.95	177.33	6,4	33
1980	июль	14	16 ч. 15 мин.	29.22	178.71	6,9	33
1982	май	2	11 ч. 19 мин.	23.32	177.65	6,7	33
1981	ноябрь	18	17 ч. 38 мин.	29.47	177.46	6,4	3
1983	февраль	7	18 ч. 23 мин.	29.49	178.24	6,3	50
1978	февраль	11	00 ч. 05 мин.	29.61	178.57	6,4 в з. к.	
1985	июль	6	03 ч. 37 мин.	29.7	177.7	6,2	3
1978	январь	10	15 ч. 21 мин.	29.88	178.20	6,4 в з. к.	
1979	январь	25	04 ч. 08 мин.	29.93	178.03	6,5	33
1978	февраль	10	19 ч. 33 мин.	29.99	178.53	6,4 в з. к.	
1981	декабрь	24	05 ч. 33 мин.	30.03	177.86	6,9	3
1981	сентябрь	25	14 ч. 31 мин.	30.05	178.40	6,0	50
1981	декабрь	26	17 ч. 05 мин.	30.08	178.13	7,2	33
1978	январь	15	06 ч. 56 мин.	30.11	177.49	6,0 в з. к.	
1982	апрель	12	00 ч. 35 мин.	30.14	177.57	6,4	33
1981	июль	4	04 ч. 41 мин.	30.21	179.27	6,2	50
1977	июль	31	00 ч. 47 мин.	30.40	178.30	6,6 в з. к.	
1977	сентябрь	30	23 ч. 34 мин.	30.40	178.00	6,7 в з. к.	
1980	октябрь	28	02 ч. 38 мин.	30.49	178.06	6,3	60
1978	август	15	12 ч. 37 мин.	30.65	178.58	6,3 в з. к.	
1982	март	28	03 ч. 52 мин.	31.29	178.68	6,7	33
1984	сентябрь	22	21 ч. 44 мин.	32.1	179.2	6,5	3
1981	февраль	20	09 ч. 41 мин.	32.26	179.76	6,0	3
1982	ноябрь	27	02 ч. 19 мин.	32.51	179.21	6,0	33
1983	июль	25	10 ч. 03 мин.	32.68	179.52	6,0	33
1984	август	30	16 ч. 06 мин.	33.3	179.6	6,4	33
1981	ноябрь	16	19 ч. 42 мин.	33.89	179.69	6,3	3
1985	сентябрь	26	07 ч. 28 мин.	34.7	178.6	7,0	33
1985	ноябрь	7	19 ч. 12 мин.	35.2	180.0	7,1	33

Таблица 41

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °ю. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	июнь	19	08 ч. 32 мин.	30.08	178.53	6,5	100
1981	июнь	26	00 ч. 51 мин.	30.28	179.50	6,2	120
1983	январь	26	16 ч. 02 мин.	30.48	179.56	6,5	200
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1978	ноябрь	23	04 ч. 42 мин.	26.24	179.62	5,5	500
1981	сентябрь	28	17 ч. 56 мин.	29.51	179.99	6,5	300

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ И В ПОДВОДНОМ ХРЕБТЕ МАККУОРИ

Новозеландский сейсмический пояс протягивается к югу от 37° ю. ш. Новая Зеландия — древний палеозойский микроконтинент. Это часть Гондваны, претерпевшая раскол, раздвижение и островодужную перестройку в позднем мезозое и кайнозое. Ее сложная островная дуга находится в стадии превращения в молодой ороген. В настоящее время дуга разделена глубоким поперечным грабеном пролива Кука на Северный и Южный о-ва. Через них в диагональном направлении, с юго-запада на северо-

восток протягивается разломная зона Альпийского сдвига, по которому некоторые авторы проводят западную границу Тихоокеанской литосферной плиты. Однако правильнее было бы проводить эту границу восточнее оси желоба Хикуранги. Этот желоб протягивается восточнее берегов Северного о-ва на расстоянии 150 км от них.

Альпийский сдвиг пересекает Северный о-в от залива Пленти вдоль восточного борта срединного грабена Пленти—Таупо и выходит на залив Южный Таранаки близ гор. Уонгануи. На Южном о-ве Альпийский сдвиг протягивается от восточного берега залива Тасман по западному склону Южных Альп и уходит в Тасманово море (44°30′ ю. ш.). Альпийский сдвиг претерпел сложное развитие в позднем мелу и кайнозое, в течение которых его северное крыло сместилось более чем на 100 км к северо-востоку относительно южного крыла. По-видимому, Альпийский сдвиг развился на древней зоне Заварицкого — Беньоффа, которая частично сохранила свою активность и в настоящее время.

Новозеландская островная дуга существенно отличается по своему строению от периферийно-океанических островных дуг и сходна с приконтинентальными дугами, хотя и не является таковой. Все это обусловливает довольно сложное распределение сейсмических поясов.

Существуют разные схемы сейсмического районирования Новой Зеландии. На одних выделяют три сейсмических региона: Главный (на Северном о-ве), Центральный и Фиордленд. В их пределах различают местные сейсмические пояса. В других схемах рассматриваются три более крупных региональных сейсмических пояса: Восточный, Пленти—Таупо—Нельсон, Фиордленд—Маккуори. Все они так или иначе связаны с зоной Заварицкого — Беньоффа и с разломами Альпийского сдвига (*Eiby,* 1965).

В пределах Северного о-ва Новой Зеландии **Восточный сейсмический пояс** ориентирован параллельно желобу Хикуранги. Многочисленные эпицентры поверхностных землетрясений, приуроченных к этому поясу, располагаются на мелководной акватории близ берега, на берегу и в горах вдоль него. Из большого количества поверхностных землетрясений можно выделить наиболее сильные, описание которых приводится с севера на юг.

Землетрясения Пенинсьюле, 1914 г., 7 октября. В заливе Пленти у мыса Пенинсьюле. 37°30′ ю. ш., 178°00′ в. д. Магнитуда 7,5. Разрушение домов, гибель людей. Сильный афтершок (M=7,0) 22 ноября 1914 г. (*Eiby,* 1982).

Землетрясение Уаироа, 1932 г., 15 сентября. На северном берегу залива Хок у гор. Уаироа. 38°09′ ю. ш., 177°35′ в. д. M=6,8. Сила землетрясения до 9 баллов. Разрушения в Гисборне и Уаироа. Разрывы и трещины на поверхности земли (*Рихтер,* 1963; *Эйби,* 1982).

Землетрясение Хокс-Бей, 1921 г., 19 июня. Хр. Хуиарау в провинции Хокс-Бей. 38°03′ ю. ш., 176°04′ в. д. M=7,0. H=80 км. Разрушения небольшие, но землетрясение ощущалось от гор. Окленда на п-ове Нортленд до гор. Данидин на Южном о-ве (*Eiby,* 1982).

Землетрясение Нейпир, 1931 г., 2 февраля, 22 ч. 47 мин. Залив Хок у гор. Нейпир. 39°20′ ю. ш., 176°40′ в. д. M=7,9. H=20 км. Сила землетрясения до 11 баллов. Сильные разрушения, большие пожары в городе. Плейстосейстовая область простиралась на 160 км параллельно желобу Хикуранги. Сотрясения ощущались даже в районе порта Тимару на Южном о-ве (750 км от эпицентра) *(Eiby,* 1982).

Землетрясение Пахиатуа, 1934 г., 5 марта. У гор. Пахиатуа. 40°05′ ю. ш., 175°06′ в. д. M=7,6. Разрушения, гибель людей *(Eiby,* 1982).

Землетрясение Уайрарапа, 1942 г., 24 июня. У оз. Уйрарапа. 41°09′ ю. ш., 175°09′ в. д. M=7,0. Разрушения построек в районе оз. и гор. Веллингтона (*Рихтер,* 1963; *Эйби,* 1982).

Землетрясение Каслпойнт, 1904 г., 8 августа. В море восточнее мыса Тернагейн. 40°53′ ю. ш., 176°15′ в. д. Разрушения в гор. Каслпойнт. M=7,5 *(Eiby,* 1982).

Землетрясение Паллисер, 1985 г., 23 января. В заливе Паллисер (пролив Кука), в 25 км к юго-востоку



Новая Зеландия. Северный остров. Главная зона землетрясений в районе Веллингтона

от гор. Веллингтона. 41°25′ ю. ш., 175°10′ в. д. М=8,1. Сильные разрушения в гор. Веллингтоне. Погибли пять человек. Разрывы на поверхности земли.

В пределах Южного о-ва Восточный сейсмический пояс характерен сильными мелкофокусными землетрясениями близ Альпийского сдвига.

Землетрясение Аватере, 1948 г., 16 октября. В долине Аватере, близ пролива Кука. 41°45′ ю. ш., 174°10′ в. д. М=7,1. Разрушения домов, гибель трех человек в гор. Веллингтоне. Обвалы в горах, разрывы на поверхности Земли.

Землетрясение Северный Кентербери, 1888 г., 1 сентября. В горах Глиин-Уай. Магнитуда 7,0. Разрывы на поверхности земли (*Eiby,* 1982).

Сейсмический пояс Пленти — Таупо — Нельсон проходит через Северный о-в по грабену Пленти — Таупо вдоль Альпийского сдвига. Он продолжается на Южном о-ве провинции Нельсон и далее на юго-запад вдоль берега Тасманова моря. Грабен Пленти — Таупо расширяется со скоростью до 7 мм в год. Этот процесс развивается скачкообразно — при сильных землетрясениях. Примером служит землетрясение Эджекумбе, 1987 г., 2 марта, 01 ч. 42 мин. Эпицентр на побережье залива Пленти. 37°54′ ю. ш., 176°48′ в. д. М=6,4. Н=33 км. Сила 9 баллов. Грабен на протяжении 7 км расширился на 1,5 м и опустился на 1,5 м (*Grapes, Sissons, Welman,* 1987). Распределение землетрясений в этом поясе сложное.

Близ трассы Альпийского сдвига располагаются эпицентры мелкофокусных землетрясений. Вдоль восточного борта грабена Пленти — Таупо концентрируются эпицентры промежуточных и глубокофокусных землетрясений. Полоса их в общем параллельна трассе Альпийского сдвига и желобу Хикуранги. Наиболее глубокие очаги землетрясений приурочены к району оз Таупо, где самые глубокие очаги зарегистрированы на глубине 572 км. В большинстве случаев это слабые землетрясения. Примером может служить землетрясение Пленти, 1958 г., 10 декабря. В заливе Пленти. 37°02′ ю. ш., 176°09′ в. д. М=6,9. Н= 330 км. Землетрясение имело силу не более 5 баллов, но ощущалось на расстоянии в сотни километров от эпицентра (*Eiby,* 1982).



Новая Зеландия. Южный остров. Зона землетрясений Альпийского сдвига — восточное крыло. Южные Альпы. Озеро Охау в долине реки Добсон

Из более сильных мелкофокусных землетрясений на Северном о-ве можно упомянуть два.

З е м л е т р я с е н и е У о н г а н у и, 1897 г., 7 декабря. У гор. Уонгануи на берегу залива Южный Таранаки. M=7,0. Разрушения в городе. Сотрясения ощущались от гор. Окленда на севере до гор. Тимару на юге *(Eiby,* 1982).

З е м л е т р я с е н и е Ю ж н ы й Т а р а н а к и, 1843 г., 8 июля. У гор. Уонгануи. 40° ю. ш., 175° в. д. M=7,5. Сильные разрушения в городе. Погибли два человека. Оползни в горах *(Eiby,* 1982).

На Южном о-ве заслуживают упоминания также два землетрясения.

З е м л е т р я с е н и е И н а н г а х у а, 1968 г., 23 мая, 17 ч. 24 мин. У гор. Инангахуа. 41°42′ ю. ш., 171°14′ в. д. M=7,1. H=21 км. Сила землетрясения до 10 баллов. Сильные разрушения. Гибель трех человек. Убытки 6 млн долл. После главного толчка в течение шести недель произошло более 800 афтершоков *(Adams et al.,* 1968; *Nelson, Ganse,* 1980; *Eiby,* 1982).

З е м л е т р я с е н и е М ё р ч и с о н, 1929 г., 16 июня, 22 ч. 47 мин. В провинции Нельсон у гор. Мёрчисон. 41°08′ ю. ш., 172°02′ в. д. M=7,8. Сильные разрушения в гор. Мёрчисон и Уэстпорте (на берегу Тасманова моря). Погибли 17 человек. Большие оползни в горах. Образование озер в долине р. Буллер *(Adams,* 1981).

Для юго-западного окончания сейсмического пояса Пленти — Таупо — Нельсон характерны преимущественно слабые сейсмические толчки. Промежуточные и глубокофокусные землетря-

Новая Зеландия. Южный остров. Зона землетрясений Альпийского сдвига — западное крыло. Южные Альпы. Ледник Рокс в массиве Маунт-Тасман



Механизм очагов землетрясений Новой Зеландии — остров Южный

сения на юго-западном окончании этого пояса не происходят.

Сейсмический пояс Фиордленд — Маккуори. Юго-западная оконечность Южного о-ва Новой Зеландии с сейсмической зоной Фиордленд вдоль берега Тасманова моря примыкает на юге к подводному хребту Маккуори, который представляет собой разломную трансформную границу между Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферными плитами (*Banghar, Sykes,* 1969).

Зона землетрясений Фиордленд характерна разломной сейсмофокальной структурой. Ее поверхность наклонена под Южный о-в Новой Зеландии под углом 80°. Очаги землетрясений приурочены к Индо-Австралийской плите (*Smith, Davey,* 1984). Глубина очагов до 150 км, но преобладают мелкофокусные толчки.

З е м л е т р я с е н и е Ф и о р д л е н д, 1960 г., 24 мая, 14 ч. 46 мин. Эпицентр в Тасмановом море. 44° ю. ш., 167° в. д. M=7,0. H=33 км. Сильные повреждения зданий в населенных пунктах окрестностей оз. Уанака. Афтершоки с

М до 5,6 (*Hamilton,* 1966).

Подводный хр. Маккуори протягивается с севера на юг на 1500 км. Он сопровождается глубоководными разломными желобами: Пьюсегур (6010 м) близ Новой Зеландии, Маккуори (5500 м) в средней части хребта, Хьюртон (6727 м) на юге. Эта система разломов соединяет Альпийский сдвиг Новой Зеландии с разломами Австрало-Антарктического поднятия. По разломам желобов происходит сдвиг Тихоокеанской литосферной плиты на север относительно Индо-Австралийской плиты со скоростью 2,5 см в год. Одновременно со сдвигом происходит поддвиг Тихоокеанской плиты на одних отрезках трансформной границы (у желоба Хьюртон) и поддвиг Индо-Австралийской плиты на других отрезках границы (на севере). Во всех случаях это обусловливает сильное сжатие литосферы и сильные землетрясения с М до 7,8. В очагах происходят сдвиговые деформации литосферы (*Banghar, Sykes,* 1969; *Ledingham,* 1978) (см. табл. 42).

Таблица 42

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* ° ю. ш.	*Долгота,* ° в. д.	*М*	*Н,* км
1926	октябрь	3	19 ч. 38 мин.	49.0	161.0	7,5	50
1954	январь	13	00 ч. 13 мин.	49.0	165.0	7,2	—
1924	июль	24	04 ч. 55 мин.	49.5	159.0	7,5	50
1936	февраль	22	15 ч. 32 мин.	49.5	164.0	7,2	—
1960	декабрь	13	07 ч. 36 мин.	52.7	159.1	7,2	25
1977	июль	21	11 ч. 53 мин.	54.4	159.8	7,3	35
1948	декабрь	5	06 ч. 26 мин.	55.1	158.5	7,0	—
1924	июнь	26	01 ч. 37 мин.	56.0	157.5	7,8	—



Часть вторая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСАХ ТИХОГО ОКЕАНА

Северная, северо-западная и западная периферии Тихого океана окаймлены приконтинентальными островными дугами, образующими Алеутско-Камчатско-Курильско-Сахалинско-Японско-Рюкюскую островодужную систему. С ней связаны сейсмические пояса. Каждый из них отличается своеобразием в распределении сейсмической энергии, особенностями расположения гипоцентров и эпицентров землетрясений и т. д. Так, в Алеутском сейсмическом поясе нет землетрясений с очагами глубже 200 км. Эпицентры поверхностных землетрясений располагаются в Алеутской дуге преимущественно на океаническом дне перед островной дугой. На Камчатке максимальная глубина очагов достигает 500 км. Эпицентры большинства землетрясений расположены близ восточных берегов. В Курильском сейсмическом поясе максимальная глубина очагов увеличивается до 650 км. Очаги с глубиной 500—600 км образуют обособленную группу. Аналогично размещение очагов в Сахалинско-Японском сейсмическом поясе, но наиболее глубокие из них располагаются на глубине 300 км. Имеющиеся здесь очаги с глубинами 450—600 км образуют пространственно обособленную группу, не связанную с главной совокупностью очагов под Японской дугой. Наконец, очаги под Рюкюской дугой отличаются рассеянным распределением далеко за пределами зоны Заварицкого — Беньоффа, на глубинах не более 300 км.

Л. М. Балакиной (1983) установлено, что для мелкофокусных землетрясений, связанных с островодужными глубоководными желобами, характерны следующие закономерности. На внутренних склонах желобов происходит субгоризонтальное сжатие литосферы вкрест

Система островных дуг и окраинных морей на северо-западе Тихого океана

простирания желобов (взбросо-надвиговые деформации в очагах землетрясений). На внешних склонах желобов отмечаются растяжения литосферы вкрест простирания желобов (сбросовые деформации в очагах землетрясений). Для промежуточных и глубокофокусных землетрясений такое единообразие геодинамики нехарактерно. Ориентировки сжатия и растяжения литосферы в средних и нижних частях островодужных сейсмофокальных зон различны для разных дуг. Однако везде в них преобладают субвертикальные ориентировки разрывов в очагах промежуточных и глубокофокусных землетрясений.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В АЛЕУТСКОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Алеутская панрегиональная островная дуга представляет собой пояс литосферных глыб общей длиной около 3200 км. Она протягивается от Аляски до Командорских о-вов включительно и подразделяется на крупные полирегиональные глыбовые структуры: Алеутский хребет, Лисьи, Андреяновские, Крысьи, Ближние и Командорские о-ва. Между этими архипелагами по поперечным разломам расположены глубокие проливы. В продольном направлении островную дугу контролирует зона Заварицкого — Беньоффа, заложившаяся в самом конце мела и в палеогене (*Шмидт,* 1978). В Алеутской дуге отсутствует четко выраженная внешняя невулканическая зона. Ее место занимает подводная отмель так называемой Алеутской террасы, сложенной молодыми морскими осадками, скученными в процессе поддвига Тихоокеанской плиты под островную дугу. Терраса имеет ширину около 50 км. Мощность слагающих ее осадков достигает 8 км.

Зона Заварицкого — Беньоффа погружается под Алеутскую дугу очень полого (угол 10—20°). Под Алеутскими о-вами наклон ее изменяется до 50—60° (*Гайнанов,* 1980). Она прослеживается до глубины около 200 км, что соответствует максимальной глубине очагов землетрясений в Алеутском сейсмическом поясе. Для земной коры характерно отсутствие гранитно-метаморфического слоя в средней части дуги. На ее флангах — в Алеутском хребте и на Командорах — имеются линзы гранитно-метаморфического слоя.

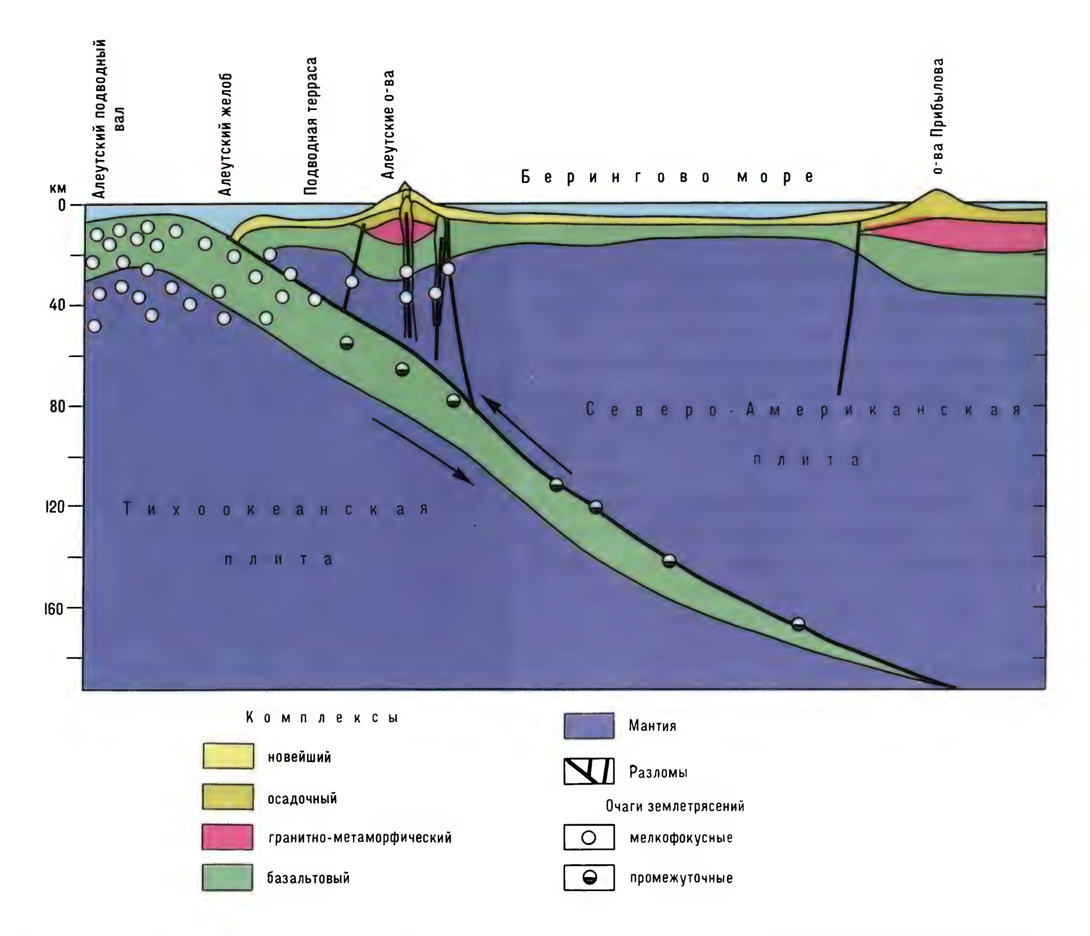
Распределение эпицентров землетрясений в пределах Алеутской дуги специфично. Большинство их располагается на океаническом дне близ глубоководного желоба, отчасти за ним — в сторону океана. Эта специфика землетрясений только Алеутской дуги. Под Алеутской террасой землетрясения происходят редко. Они учащаются под южным склоном островной дуги и под островами.

В Алеутской островной дуге, как и в других дугах, происходит огромное количество землетрясений. Даже простое перечисление их было бы невозможно. Поэтому описание Алеутского сейсмического пояса будет дано в общей форме с востока на запад на примерах типичных и наиболее сильных землетрясений.

Алеутский сейсмический пояс можно подразделить на три части: Алеутский хребет — восточная часть; Лисьи и Андреяновские о-ва — средняя часть; Крысьи, Ближние и Командорские о-ва — западная часть.

Восточная часть Алеутского сейсмического пояса соответствует переходной зоне Алеутской орогенной области к Алеутской островной дуге. Это западная часть Аляскинского хребта и Алеутский хребет на Аляске. Цепь глыбовых гор сопровождается с юго-востока грабеном (заливом Кука и проливом Шелихова), который ограничен с юго-востока глыбовыми поднятиями п-ова Кенай и о-вов Кадьяк и Афогнак. Острова представляют собой аналог внешней зоны островной дуги. Юго-восточнее их располагается широкая зона шельфа, за которой находится северо-восточное окончание Алеутского глубоководного желоба. Эта часть Алеутского сейсмического пояса имеет ширину до 500 км (считая от оси желоба до оси Аляскинского хребта).

Зона землетрясений протягивается параллельно Алеутскому глубоководному желобу и продольным разломам Юго-Западной Аляски. Эпицентры землетрясений располагаются дугообразной



Земная кора и землетрясения Алеутской островной дуги (по А. Г. Гайнанову и др., с изменениями)

выпуклой на юг полосой шириной около 400—450 км. Северо-восточный конец этой дуги имеет меридиональное направление вкрест простирания аляскинских глубинных разломов.

Эпицентры землетрясений удалены от оси глубоководного желоба на 250—300 км к северу. Главная их совокупность находится на южном побережье Аляски и в Алеутском хребте. Значительные скопления эпицентров наблюдаются в районах залива Принс-Вильям (147° з. д.), южнее о. Кадьяк (153° з. д.), южнее о-вов Шумагина (160° з. д.). Там разломы ограничивают литосферные блоки. Хотя в глубоководном желобе и за ним в океане землетрясения редки, они имеют большую силу. Таковы, например, землетрясения 25 ноября 1904 г. (52° с. ш., 159° з. д., M=8) и 10 ноября 1938 г. (53.50° с. ш., 158° з. д., M=8). Их эпицентры находятся на юго-западном продолжении разломной зоны пролива Шелихова, но уже в океане, за глубоководным желобом.

Около 80% землетрясений, происходящих в восточной части Алеутского сейсмического пояса, имеют глубины очагов не более 70 км (*Tobin, Sykes,* 1967). Однако некоторые землетрясения, приуроченные к зонам продольных разломов, ограничивающих с севера горстовые глыбы Аляскинского и Алеутского хребтов, имеют очаги глубиной 100—150 км и более. Вот несколько примеров: 12 сентября 1960 г. в Аляскинском хребте близ оз. Илиамна (60.43° с. ш., 153.50° з. д.) с глубиной очага 171 км; 6 июня 1963 г. (60.38° с. ш., 153.60° з. д.) с глубиной очага 172 км; 17 декабря 1968 г. (60.2° с. ш., 152.7° з. д.) с глубиной очага 100 км. Таким же было и землетрясение 3 октября 1955 г. в средней части Алеутского хребта, в заливе Порт-Моллер (56.32° с. ш., 160.34° з. д.), с глубиной очага 164 км.

К продольным разломам дуги приурочены хотя и редкие, но очень сильные землетрясения. Примером служат сей-

смические толчки 2 апреля 1903 г. в проливе Шелихова (57° с. ш., 156° з. д., M=8,3) и 28 марта 1964 г. в заливе Принс-Вильям (60°50′ с. ш., 147°48′ з. д., M=8,5).

Между глубоководным Алеутским желобом и Алеутским хребтом происходят землетрясения с глубиной очагов от нескольких до десятков километров. Некоторые из них имеют большие магнитуды. Таковы сейсмические толчки 3 февраля 1923 г. южнее о-вов Павлова (54° с. ш., 161° з. д., M=8,1). Южнее о. Унимак тоже происходят сильные землетрясения (1 апреля 1946 г., M=7,5).

Особенно разрушительны землетрясения, сопровождаемые цунами. Вот описание наиболее сильных из них.

Землетрясение Унимакское, 1946 г., 1 апреля, 12 ч. 29 мин. по Гринвичу, на континентальном склоне глубоководного желоба, в 130 км юго-восточнее мыса Скотч-Кап, на о. Унимак. 52.8° с. ш., 162.5° з. д. M=7,4. H=50 км. Цунами. Высота волн до 38 м. Смыт маяк Скотч-Кап. Сильные разрушения на побережье. Через четыре с половиной часа цунами достигли Гавайских островов, пройдя 3800 км. Высота волн у о. Оаху 11 м. Сильные разрушения, уничтожен гор. Хило. Погибли 173 человека. Через 18 часов после начала землетрясения цунами достигли порта Вальпараисо в Чили, пройдя 13 тыс. км. Высота волн 1,5 м. Сильные разрушения на Чилийском побережье. Ущерб 90 млн долл. (*Nelson, Ganse,* 1980; *Гир, Шах,* 1988).

Землетрясение Аляскинское, 1964 г., 28 марта, 3 ч. 36 мин. На северном берегу залива Принс-Вильям. 60°50′ с. ш., 147°48′ з. д. M=8,2—8,6. Сила 11—12 баллов. Длина эпицентральной области 800 км, ширина 130—225 км. Сильные деформации поверхности земли. Поднятия в пределах овала длиной 800 км, шириной 150 км. Ось его пролегала через о. Цукли (Монтагью) на юго-запад по мелководью Алеутской островодужной террасы. Максимальный подъем поверхности земли на о. 10 м. Область опускания располагалась к северо-западу от овала поднятий. Ось ее овала проходила по горам п-ова Кенай и горам о. Кадьяк. Максимальные опускания земной поверхности 2—3 м. Площадь, охваченная деформациями, составила 200 тыс. км^2. Грандиозный обвал объемом 20 млн м^3 в горах Чугач, в 130 км восточнее эпицентра. Возникновение каменно-грязевой лавины на леднике Шерман на протяжении нескольких десятков километров.

Сильные разрушения в гор. Анкоридж, в 100 км к западу от эпицентра. Снесено 30 городских кварталов. Провалы улиц и зданий. Погиб 131 человек. Разрушения и пожары в гор. Сьюард, там сползла в море полуторакилометровая прибрежная полоса территории. Разрушения заводов, домов, складов. Сильные разрушения в городах Кордова, Валдиз, Кадьяк и др. Погибли 120 человек. Разрушено 200 км аляскинской железной дороги. Общий убыток 1 020 млн долл. Большое количество афтершоков. Огромное (до 15 тыс.) число афтершоков в пределах эпицентральной области. Цунами высотой до 30 м довершили разрушение. Они достигли Гавайских о-вов. Большой ущерб гор. Кахулуи (о. Маци). В Калифорнии пострадал гор. Кресент-Сити (*Рихтер,* 1963; *Plafker,* 1969; *Shreve, Sherman,* 1966; *Поляков,* 1978; *Tajima, Kanamori,* 1985; *Гир, Шах,* 1988). Наиболее сильные сейсмические толчки при Аляскинском землетрясении происходили на северном берегу залива Принс-Вильям (см. табл. 43).

Средняя часть Алеутского сейсмического пояса охватывает на востоке Лисьи и на западе Андреяновские о-ва. От западной части пояса она отделена разломом—проливом Амчитка, за которым к Алеутской дуге примыкает с севера подводный хребет Бауэрс. Лисьи о-ва отделены от Андреяновских разломом с глубоким проливом Амухта.

Глубоководный Алеутский желоб в пределах средней части Алеутского пояса суживается и заметно углубляется. С океанической стороны к нему примыкает подводный вал шириной 150—200 км. Все это свидетельствует о сильном дроблении и деформациях океанической литосферной плиты в процессе ее поддвига под островную дугу и сдвигов вдоль островной дуги.

Землетрясения здесь имеют разные глубины очагов — от 3 до 200 км. Близ

глубоководного желоба средние глубины очагов составляют 20—40 км, под островными глыбами — 60—70 км, под впадиной Берингова моря — 100—150 км. Наблюдаются значительные и контрастные отклонения глубины очагов некоторых землетрясений от средних значений. Это также говорит о сильном дроблении литосферы в этом регионе. На фоне равномерного увеличения глубины очагов в северном направлении выделяются более глубокие очаги, связанные с поперечным разломом Алеутской дуги и ее подводной террасы, на которых расположены проливы. Приведем перечень подобных землетрясений с востока на запад: пролив Акутан, 1 сентября 1979 г. (53.98° с. ш., 165.62° з. д., M=6,0, H=92 км); пролив Амухта, 21 сентября 1980 г. (52.25° с. ш., 170.45° з. д., M=5,0, H=82 км); пролив Атка, 25 января 1979 г. (52.21° с. ш., 170.69° з. д., M=5,0, H=145 км); пролив Амчитка, 4 февраля 1979 г. (51.29° с. ш., 179.59° з. д., M=5,1, H=86 км).

Лисьи о-ва по сравнению с Андреяновскими представляют собой более высокоприподнятые глыбовые структуры, образующие переход от Алеутского хребта к Андреяновским о-вам. В некоторых участках Алеутской террасы — южнее о. Унимак — отмечается концентрация эпицентров слабых (M=4,0—5,0) землетрясений. Однако здесь происходят единичные весьма сильные землетрясения, как, например, 1 января 1902 г. (M=7,8). Эпицентры частых сильных (M=6,0) землетрясений приурочены к склону уступа Алеутской террасы южнее о-вов Уналашка и Умнак. Такое же, но весьма сильное землетрясение (M=8,8) произошло на Лисьих о-вах 7 марта 1929 г. (*Lomnitz,* 1974) (см. табл. 44).

Андреяновские о-ва тоже сейсмичны. Сильные землетрясения происходят регулярно. Так, 13 декабря 1901 г. произошло землетрясение с M=7,8, а 14 февраля 1905 г. — с M=7,9 (*Рихтер,* 1963). Андреяновские о-ва представляют собой блоковые структуры, погруженные относительно соседних глыб. Литосфера под ними сильно раздроблена, что обусловливает землетрясения с более глубокими очагами под проливами. Так, например, можно отметить с востока на

Таблица 43

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
ФОРШОКИ							
1954	июнь	17	01 ч. 42 мин.	56.2	154.3	6,50	35
	октябрь	3	11 ч. 18 мин.	60.5	151.0	6,75	30
1957	апрель	10	11 ч. 24 мин.	56.0	154.0	7,00	30
1961	январь	20	17 ч. 09 мин.	56.0	152.3	6,75	40
1962	октябрь	21	02 ч. 05 мин.	61.1	149.7	6,75	80
1963	май	12	20 ч. 08 мин.	57.3	154.0	6,50	30
	июнь	24	04 ч. 26 мин.	59.5	151.7	6,75	50
1964	февраль	6	13 ч. 07 мин.	56.7	155.8	6,50	30
ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК							
1964	март	28	03 ч. 36 мин.	60.50	147.48	8,50	30
АФТЕРШОКИ							
1964	март	28	12 ч. 20 мин.	56.5	154.0	6,50	25
	март	28	14 ч. 47 мин.	60.4	146.5	6,50	10
	март	28	20 ч. 29 мин.	59.8	148.7	6,75	40
	март	30	02 ч. 18 мин.	56.5	152.9	6,50	25
	март	30	07 ч. 09 мин.	59.9	145.7	6,50	15
	апрель	04	17 ч. 46 мин.	56.3	154.4	7,00	25
	апрель	16	19 ч. 26 мин.	56.4	152,9	6,50	30
	апрель	17	04 ч. 49 мин.	56.4	152.9	6,50	25
	апрель	20	11 ч. 56 мин.	61.4	147.4	6,50	30
	декабрь	22	19 ч. 41 мин.	58.4	153.1	7,00	50

запад землетрясения: пролив Атха, 25 января 1979 г. (52.21° с. ш., 175.69° з. д., M=5,0, H=145 км); пролив Амчитка, 4 февраля 1979 г. (51.29° с. ш., 179.59° з. д., M=5,1, H=86 км).

Следует отметить, что к югу от Андреяновских о-вов эпицентры некоторых землетрясений располагаются и в глубоководном желобе, и на Алеутском подводном валу. Иногда очаги этих землетрясений имеют большую глубину. Так, например, землетрясение 28 февраля 1982 г. (50.47° с. ш., 176.04° з. д.) в Алеутском желобе, южнее о. Малая Танага, имело очаг на глубине 80 км. Он был расположен в океанической литосфере ниже зоны Заварицкого — Беньоффа. В этом же районе происходят весьма сильные землетрясения с магнитудой более 8. Они предваряются форшоками и оканчиваются очень многими афтершоками, охватывающими огромные объемы литосферы — в сотни километров длиной. Примером может служить землетрясение 9 марта 1957 г. (см. табл. 45).

Таблица 44

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
1979	сентябрь	1	05 ч. 27 мин.	53.98	265.62	6,0	92
1981	ноябрь	9	16 ч. 45 мин.	53.25	165.79	6,1	33
1982	сентябрь	12	09 ч. 22 мин.	52.77	167.40	6,3	33
1982	сентябрь	12	16 ч. 50 мин.	52.66	167.42	6,3	43
1979	май	25	16 ч. 45 мин.	53.07	167.49	6,5	3
1987	февраль	27	08 ч. 32 мин.	53.56	167.51	6,9	33
1960	март	24	03 ч. 59 мин.	52.75	167.88	7,1	33
1987	январь	5	12 ч. 12 мин.	52.38	169.48	6,9	44
1980	март	12	23 ч. 04 мин.	52.76	169.53	6,0	33
1988	июль	16	20 ч. 47 мин.	51.94	170.79	6,0	52

Таблица 45

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
ФОРШОКИ							
1955	январь	13	02 ч. 03 мин.	53.0	167.5	7,0	30
	марть	14	13 ч. 12 мин.	52.5	173.5	6,75	30
	апрель	2	00 ч. 18 мин.	51.5	178.0	6,75	30
	апрель	20	12 ч. 07 мин.	51.5	180.0	7,25	30
1957	январь	2	03 ч. 12 мин.	53.0	168.0	7,00	30
ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК							
1957	март	9	14 ч. 22 мин.	51.3	175.8	8,5	40
АФТЕРШОКИ							
1957	март	9	20 ч. 39 мин.	52.5	169.5	7,25	50
	март	11	03 ч. 12 мин.	51.0	177,0	6,75	30
	март	11	09 ч. 58 мин.	52.8	164.5	7,10	30
	март	11	14 ч. 55 мин.	51.5	178.5	7,00	20
	март	12	11 ч. 44 мин.	51.0	177.0	7,50	20
	март	12	15 ч. 42 мин.	51.5	179.0	6,75	25
	март	14	14 ч. 47 мин.	51.5	177,0	7,50	20
	март	15	02 ч. 52 мин.	53.0	167.0	6,75	30
	март	16	02 ч. 34 мин.	52.0	178.0	7,50	15
	март	19	12 ч. 50 мин.	54.5	175.0	6,75	30
	март	22	14 ч. 21 мин.	54.0	166.0	7,25	20
	март	29	02 ч. 10 мин.	53.5	167.0	6,75	30
	апрель	19	22 ч. 19 мин.	52.0	166.0	7,00	30
1959	февраль	22	10 ч. 50 мин.	50.5	175.0	6,75	30
1960	ноябрь	13	09 ч. 20 мин.	51.4	168.0	7,00	30
1961	декабрь	30	00 ч. 39 мин.	52.3	177,6 в. д.	6,75	50

В 80-е годы южнее Андреяновских о-вов тоже происходили сильные землетрясения, как в глубоководном желобе, так и под островами (см. табл. 46).

Западная часть Алеутского сейсмического пояса протягивается через архипелаги Крысьих и Ближних о-вов к Командорским о-вам. С севера к островной дуге здесь причленяются вкрест простирания дуги подводный хребет Бауэрс (у о. Семисопочный) и Ширшова (в районе западного конца Ближних о-вов). Хребет Ширшова отделяет более древнюю восточную часть Беринговой впадины от молодой западной.

Глубоководный Алеутский желоб достигает здесь максимальных своих глубин (7822 м). Он имеет здесь сложное строение за счет развития оперяющих желоб различных впадин, деформирующих и океанический, и островодужный борта желоба (*Селиверстов*, 1983). Алеутский подводный вал, сопровождающий желоб со стороны океана, расширяется до 500 км. Северо-западный конец его сливается с окончанием подводных Императорских гор — Северо-Западного хребта.

На западном отрезке Алеутской островной дуги одновременно с поддвигом Тихоокеанской плиты под островную дугу происходит сильный сдвиг ее в западном направлении. Это обусловливает напряженное состояние литосферы и землетрясения.

Блоковые структуры островов отделены продольными разломами от микроплиты Берингова моря. К этим разломам приурочены очаги землетрясений. Особая группа их связана с разломами, отделяющими островные глыбы от Алеутской террасы. Наконец, довольно часто происходят землетрясения в пределах Алеутского желоба и за ним, на Алеутском подводном валу.

В пределах западной части Алеутского сейсмического пояса наблюдается обычное для островных дуг увеличение глубин очагов землетрясений вдоль зоны Заварицкого — Беньоффа от 20—25 км около глубоководного желоба до 100 км под островами. По разломам, над которыми расположены проливы между островами, происходят землетрясения с более глубокими очагами. Например, 17 июня 1980 г. у о. Булдырь между Крысьими и Ближними о-вами (52.78° с. ш., 174.32° в. д., M=5,1, H=100 км); 5 октября 1979 г. между о. Беринга и п-овом Камчатка (55.82° с. ш., 164.02° в. д., M=5,3, H=107 км).

Весьма частые землетрясения имеют в западной части Алеутского сейсмического пояса небольшие магнитуды, порядка 4,0—5,0.

Реже происходят сильные (M=6,0) сейсмические толчки, приуроченные к островным блокам и к шельфу (см. табл. 47).

Довольно редко в западной части Алеутского сейсмического пояса происходят катастрофические землетрясения с магнитудой 8 и более. Такими были землетрясения 17 августа 1906 г. на Крысьих о-вах (M=8,3) и 4 февраля 1965 г. южнее о. Амчитка на Крысьих о-вах (*Iordan, Danger*, 1965; *Tajima, Kanamori*, 1985).

Наиболее сильные сейсмические толчки при землетрясении на Крысьих о-вах 4 февраля 1965 г. (см. табл. 48).

Эпицентры афтершоков этого землетрясения охватили территорию 650 км длиной и 200 км шириной. Она ограничена с запада и с востока разломами, с юга — глубоководным желобом, с севера — островной дугой. Общее количество афтершоков достигло 119. Последний из них был 8 ноября 1967 г. с магнитудой около 6,0 (*Iordan, Danger*, 1965). Цунами 4 февраля 1965 г. распространились до Японии (*Tokutago*, 1965).

Таблица 46

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта*, °с. ш.	*Долгота*, °з. д.	*M*	*H*, км
1986	май	7	22 ч. 47 мин.	51.57	174.92	7,9	33
1987	март	21	10 ч. 41 мин.	52.38	177.89	6,4	74
1987	май	6	04 ч. 06 мин.	51.52	179.99	6,6	39

Таблица 47

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °в. д.	*M*	*H,* км
КРЫСЬИ О-ВА							
1979	октябрь	18	03 ч. 35 мин.	51.96	176.85	6,7	71
1981	февраль	4	05 ч. 13 мин.	51.62	176.23	6,1	36
1981	февраль	1	13 ч. 17 мин.	51.63	176.12	6,4	35
1983	январь	24	13 ч. 02 мин.	51.45	175.93	6,1	3
1981	январь	30	08 ч. 53 мин.	52.02	175.77	7,3	33
1982	июль	31	06 ч. 29 мин.	52.04	175.72	6,8	33
1981	январь	30	14 ч. 49 мин.	52.28	175.49	6,5	33
БЛИЖНИЕ О-ВА							
1979	сентябрь	23	10 ч. 17 мин.	52.65	173.51	6,4	59
1980	май	3	09 ч. 30 мин.	51.41	173.07	6,3	33
1980	декабрь	14	06 ч. 27 мин.	53.13	170,40	6,1	59
1979	сентябрь	14	07 ч. 28 мин.	53.69	169.36	6,4	33
1925	август	19	12 ч. 07 мин.	54.40	168.60	7,0	—
1917	январь	30	02 ч. 45 мин.	55.20	164.50	8,0	—
1982	май	31	10 ч. 21 мин.	55.22	164.76	6,9	33

Таблица 48

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °з. д.	*M*	*H,* км
ФОРШОКИ							
1953	январь	5	07 ч. 48 мин.	53.0	171.5	7,25	30
1955	июнь	2	00 ч. 19 мин.	51.5	180.0	7,00	30
	июнь	20	12 ч. 07 мин.	51.5	180.0	6,75	30
1956	октябрь	19	20 ч. 47 мин.	52.0	177.0	6,75	30
ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК							
1965	февраль	4	05 ч. 01 мин.	51.3	178.6	8,25	40
АФТЕРШОКИ							
1965	февраль	4	08 ч. 40 мин.	51.3	179.5	7,50	40
	февраль	4	12 ч. 06 мин.	52.6	172,1	6,50	25
	февраль	4	14 ч. 18 мин.	53.0	171.0	6,58	30
	март	30	02 ч. 27 мин.	50.6	177.9	7,50	50
	май	33	23 ч. 46 мин.	52.2	175.0	6,50	20
	октябрь	1	08 ч. 52 мин.	50.1	178.2	6,75	20
1966	июль	4	18 ч. 33 мин.	51.7	179,90	7,25	15
1967	апрель	29	03 ч. 53 мин.	51.4	178.36	6,50	40
	май	27	17 ч. 22 мин.	51.8	175.5	6,50	30

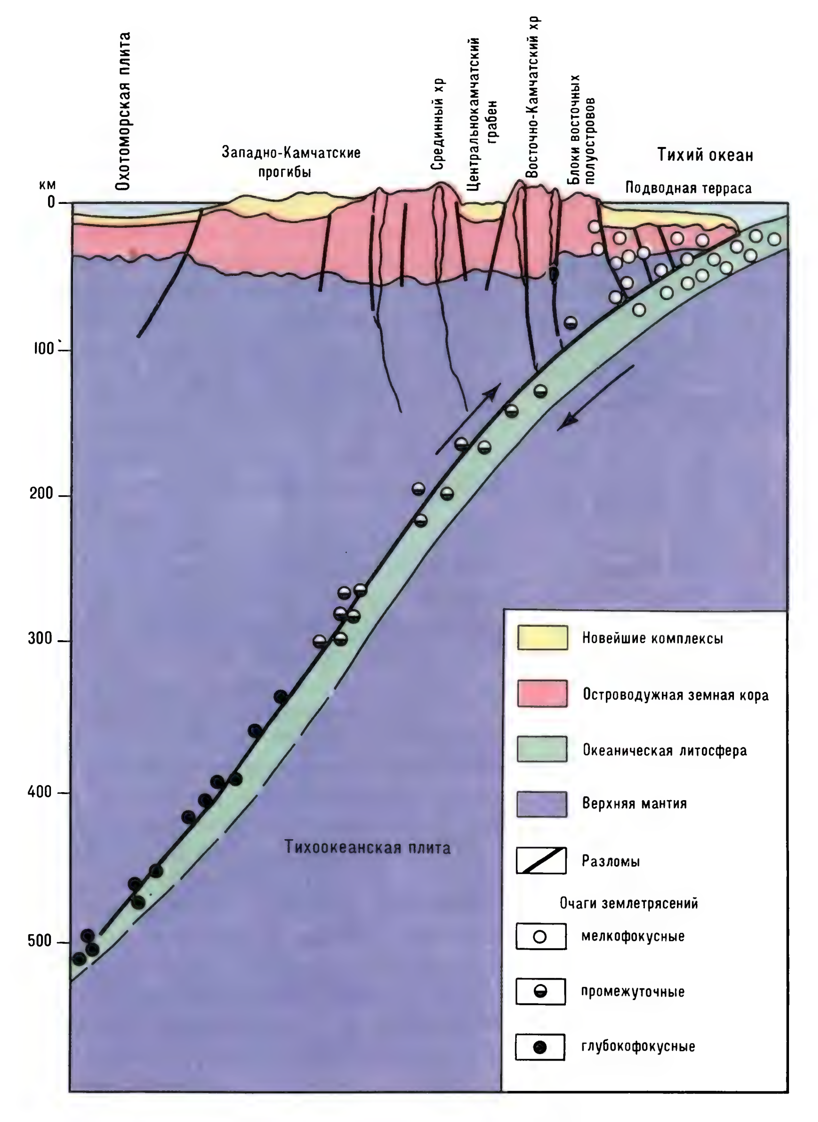
Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В КАМЧАТСКО-КУРИЛЬСКОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Камчатско-Курильская островная дуга протягивается на 2 тыс. км — от Камчатского перешейка до о. Хоккайдо. Из них на Камчатский п-ов приходится 800 км, на Курильские о-ва — 1200 км.

В тектоническом отношении Камчатка представляет собой зрелую островную дугу в стадии перехода ее в раннеорогенную горную структуру. Курильские о-ва являются дугой ранних этапов развития; они заложились в меловом периоде и сформировались в течение кайнозоя.

Для всей Камчатско-Курильской островной дуги характерно блоковое строение литосферы. Так, Камчатка представляет собой совокупность Северного, Среднего и Южного блоков. Каждый из них сложен несколькими продольными по отношению к дуге структурами горст-

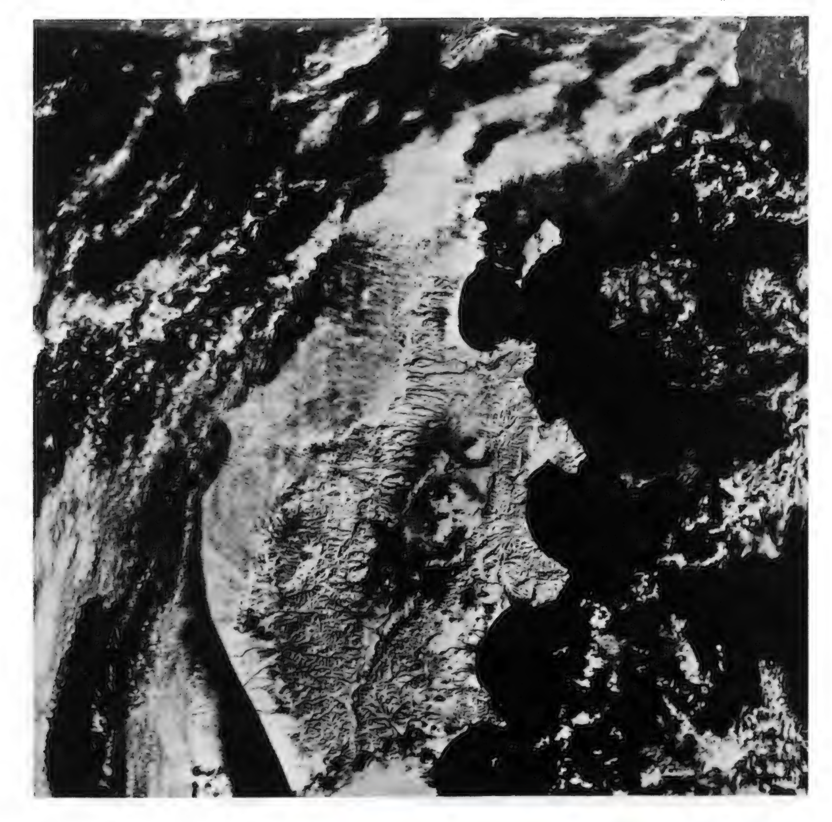


Земная кора и землетрясения Камчатки (по С. Потапову)

антиклинального и грабен-синклинального типов. Курильские о-ва расположены в пределах трех крупных литосферных блоков: Парамуширско-Шиашкотанского на севере, Матуа-Симуширского в середине, Уруп-Итуруп-Кунаширского на юге. Эти блоки отделены друг от друга разломами, на которых расположены глубокие проливы — Крузенштерна и Буссоль.

Вдоль Камчатско-Курильской дуги протягивается глубоководный (глубины до 10 542 м) желоб — выход на дне океана фокальной зоны Заварицкого — Беньоффа. Он удален от дуги на 150—200 км. Желоб протягивается на юго-запад вдоль о. Хоккайдо. На широте 41° с. ш. он сочленяется с Японским глубоководным желобом. Таким образом, Хоккайдо находится в сфере воздействия поддвига океанической плиты в Камчатско-Курильской зоне Заварицкого—Беньоффа. Ее фокальная зона наклонена под островную дугу под углом 30° до глубины 300 км. Ниже угол наклона возрастает до 60°. Максимальные глубины, на которых прослеживается сейсмофокальная зона, — 600 — 650 км. На северном и южном концах Курильской дуги углы наклона зоны уменьшаются. Поперечными и диагональными разломами Камчатско-Курильская дуга смещена в тех или иных блоках-островах относительно соседних.

Землетрясения Камчатско-Курильского сейсмического пояса приурочены к сейсмофокальной зоне, но иногда происходят и вне ее. Подавляющее боль-

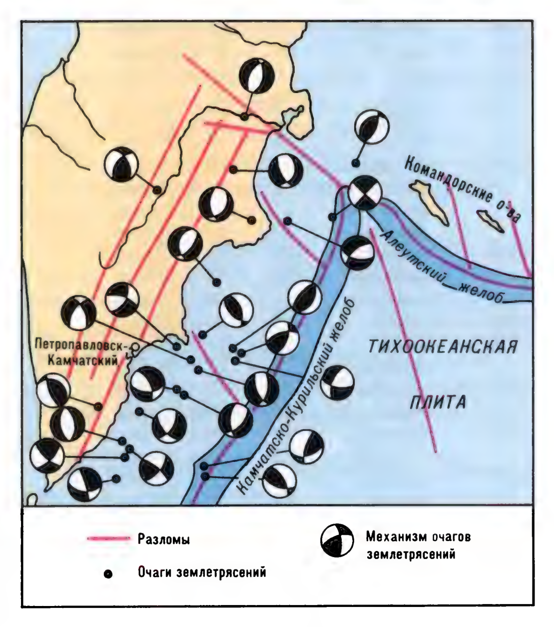


Полуостров Камчатка. Центральнокамчатский грабен (снимок из космоса)

шинство сейсмических толчков происходит на глубинах до 100 км. Наибольшее количество сейсмической энергии выделяется на концах дуги и на границах литосферных блоков.

Камчатский сейсмический пояс. Камчатский отрезок островной дуги имеет сложное строение. Параллельно глубоководному желобу протягиваются: Прикамчатская подводная терраса, зона восточнокамчатских п-овов (Камчатского, Кроноцкого, Шипунского), Восточно-Камчатский хребет с действующими вулканами, Центральнокамчатский грабен, Срединный хребет, Западно-Камчатская зона тыловых прогибов.

Сейсмофокальная зона Заварицкого—Беньоффа имеет на Камчатке сложную форму. У поверхности земли ее ширина достигает 200 км (от глубоководного желоба до берега Камчатки). На глубине 70 км ширина сейсмофокальной зоны уменьшается до 20 км. Под восточным берегом Камчатки она обрезается крутопадающими разломами, уходящими на глубину до 110 км. Близ этих



Механизм очагов землетрясений Камчатки (по С. А. Федотову)

разломов происходят поверхностные землетрясения. Под берегом глубина их очагов достигает 60 км. Под Восточно-Камчатским хребтом глубина очагов возрастает до 100 км, а под Срединным хребтом — до 200—300 км. Под Западной Камчаткой редкие очаги землетрясений имеют глубины 300—500 км (*Федотов*, 1965; *Аверьянова*, 1975; Сейсмическое районирование, 1980; *Федотов и др.*, 1985).

На Камчатке имеются и древние сейсмофокальные зоны Заварицкого—Беньоффа. Одна из них приурочена к Центральнокамчатскому грабену. Существенного влияния на сейсмичность Камчатки она не оказывает.

На Камчатке происходят весьма мно-

Таблица 49

Сильнейшие землетрясения на Камчатке (Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., 1977, с дополнениями)

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта*, °с. ш.	*Долгота*, °в. д.	*M*	*H*, км
1737	октябрь	17	—	51.1	158.0	8,3	40 цунами
	ноябрь	4	08 ч. 00 мин.	55.5	163.0	7,8	20
	декабрь	17		50.0	157.0	7,5	50 цунами
1738	декабрь	26	01 ч. 00 мин.	55.0	157.5	7,1	350
1790	декабрь	2	01 ч. 00 мин.	54.0	162.0	7,5	20
1792	август	22	18 ч. 00 мин	54.0	162.0	8,4	20 цунами
1841	май	17	21 ч. 00 мин.	52.5	159.5	8,4	30 цунами
1849	октябрь	28	09 ч. 00 мин.	55.0	166.0	7,5	20 цунами
1858	январь	22	—	55.0	166.0	7,5	20
1866	сентябрь	6	—	52.5	159.5	7,0	30
1899	ноябрь	23	09 ч. 40 мин.	53.0	159.0	7,9	20
1902	январь	1	05 ч. 20 мин.	55.0	165.0	7,1	20
1904	июнь	25	14 ч. 45 мин.	52.0	159.0	7,7	30 цунами
	июль	25	21 ч. 00 мин.	52.0	159.0	7,7	30
	июль	27	00 ч. 09 мин.	52.00	159.0	7,3	30
1905	сентябрь	15	06 ч. 03 мин.	53.0	164.0	7,0	30
1906	октябрь	8	04 ч. 53 мин.	53.5	154.5	7,0	200
1907	август	17	17 ч. 28 мин.	52.0	157.0	7,2	120
1911	май	4	23 ч. 37 мин.	51.8	156.0	7,5	140
1915	июль	31	01 ч. 31 мин.	53.5	163.3	7.3	20
1917	январь	30	02 ч. 45 мин.	55.2	164.5	8,1	20 цунами
1922	март	4	13 ч. 07 мин.	53.1	158.3	7,4	220
1923	февраль	2	05 ч. 08 мин.	52.5	160.5	7,0	20
	февраль	3	16 ч. 02 мин.	53.0	161.0	8,5	20 цунами
	февраль	24	07 ч. 34 мин.	55.00	162.4	7,7	20
	апрель	13	15 ч. 31 мин.	55.4	162.8	7,3	20 цунами
1924	январь	21	01 ч. 53 мин.	54.0	158.8	7,2	340
1925	декабрь	28	18 ч. 20 мин.	53.8	161.4	7,1	20 цунами
1928	январь	1	18 ч. 43 мин.	53.0	152.0	7,0	510
1934	январь	3	09 ч. 42 мин.	53.6	155.8	7,0	290
1936	июнь	30	15 ч. 07 мин.	55.0	165.0	7,2	20
	ноябрь	13	12 ч. 31 мин.	56.2	163.3	7,3	20
1943	ноябрь	28	17 ч. 11 мин.	54.9	156.8	7,6	350
1945	апрель	15	02 ч. 35 мин.	57.0	164.0	7,0	20
1946	сентябрь	13	18 ч. 59 мин.	52.4	158.2	7,0	80
	октябрь	2	04 ч. 46 мин.	52.0	159.0	7,2	50
1952	ноябрь	4	16 ч. 58 мин.	52.3	161.0	8,5	20
	ноябрь	29	08 ч. 23 мин.	52.8	159.2	7,3	40
1955	март	18	00 ч. 07 мин.	54.0	161.0	7,1	70
1957	июнь	26	04 ч. 38 мин.	54.0	160.1	7,0	120
1959	май	4	07 ч. 16 мин.	53.1	160.3	7,6	20 цунами
	июнь	18	15 ч. 31 мин.	53.9	160.5	7,0	15
1960	июль	25	11 ч. 12 мин.	53.5	158.9	7,2	120
	октябрь	28	13 ч. 18 мин.	51.8	157.8	7,4	110
1969	ноябрь	22	23 ч. 09 мин.	57.8	163.6	7,7	20 цунами
1970	август	30	17 ч. 46 мин.	52.3	151.7	7,0	640
1971	ноябрь	24	19 ч. 35 мин.	52.7	159.5	7,3	125
	декабрь	15	08 ч. 30 мин.	55.9	163.4	7,8	30

гочисленные землетрясения. С 1964 по 1973 г. здесь зарегистрировано более 600 тыс. сейсмических толчков. Наиболее сильные землетрясения происходят в океане близ Камчатского, Кроноцкого и Шипунского п-овов (см. табл. 49).

Приведем краткие сведения о некоторых наиболее сильных землетрясениях Камчатки с севера на юг (по данным ежегодников «Землетрясения в СССР»).

Землетрясения Северного блока. Южная граница Северного блока проходит по разломной зоне пересечения Камчатки западным продолжением Алеутской дуги. С ней связаны сильные поверхностные землетрясения.

Землетрясение Озерновское, 1969 г., 22 ноября, 23 ч. 09 мин. Эпицентр в Беринговом море близ п-ова Озерной. 57.8° с. ш., 163.6° в. д. М=7,7. Н=20 км. Сила 8 баллов. Разрушение печных труб в домах. Обвалы в горах. Цунами в Беринговом море высотой до 10—15 м (*Федотов и др.,* 1973).

Землетрясение Северо-Камчатское, 1984 г., 28 декабря, 10 ч. 37 мин. Эпицентр в море, в 10 км восточнее мыса Африка. 56.2° с. ш., 163.7° в. д. М=7,5. Н=33 км. Сила 8 баллов. Многочисленные афтершоки по разломам западного продолжения Алеутской дуги. Общий наклон литосферы на север *(Зобин и др.,* 1987).

Землетрясения Среднего блока. Средний литосферный блок Камчатки расположен между разломной зоной западного продолжения Алеутской островной дуги и разломами, протягивающимися через Камчатку от п-ова Шипунского к северному концу Малкинского хребта.

Землетрясение Усть-Камчатское, 1971 г., 15 декабря, 8 ч. 30 мин. Эпицентр в Камчатском заливе, на стыке Камчатской и Алеутской островных дуг. 55.9° с. ш., 163.4° в.д. М=7,8. Н=30 км. Сила 7 баллов. Повреждения зданий в Усть-Камчатске. Многочисленные афтершоки до конца 1979 г. *(Гусев и др.,* 1975).

Землетрясение Среднекамчатское, 1983 г., 17 августа, 10 ч. 56 мин. Эпицентр в Камчатском заливе. 55.7° с. ш., 161.2° в.д. М=6,9. Н=98 км. Многочисленные афтершоки по разломам, секущим Камчатский п-ов в северо-западном направлении. Общий наклон литосферы на юго-запад. *(Федотов и др.,* 1985).

Землетрясение Среднекамчатское, 1923 г., 13 апреля, 15 ч. 30 мин. Эпицентр в Камчатском заливе. 55.4° с. ш., 162.8° в. д. М=7,3. Н=20 км. Цунами высотой до 11 м уничтожило три консервных завода и много домов в Усть-Камчатске. Погибли 18 человек. Убытки 5 млн руб. Цунами достигли Гавайских островов (*Соловьев,* 1960; *Соловьев, Ферчев,* 1961).

Землетрясение Среднекамчатское, 1917 г., 30 января, 2 ч. 45 мин. Эпицентр в Тихом океане, у сочленения Камчатского глубоководного желоба с Алеутским. 55.2° с. ш., 164.5° в. д. М=7,7. Н=20 км. Обвалы в горах. Легкие повреждения зданий.

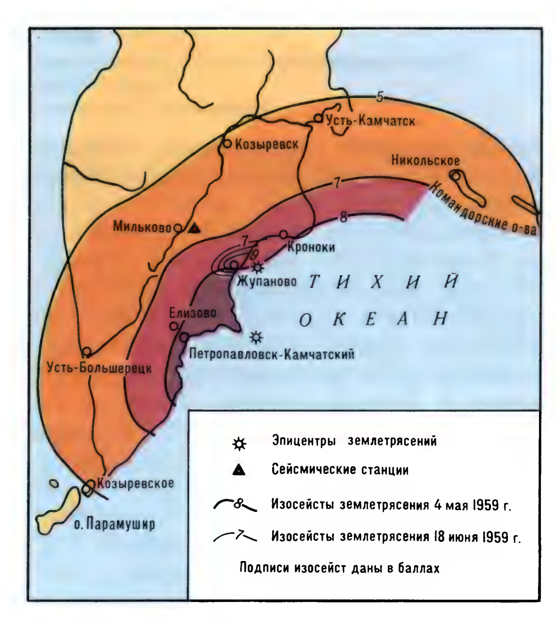
Землетрясение Северо-Кроноцкое, 1923 г., 24 февраля, 7 ч. 34 мин. Эпицентр в Кроноцком заливе, в 30 км северо-восточнее п-ова Кроноцкий. 55.0° с. ш., 164.2° в. д. М=7,7. Н=20 км. Обвалы в горах.

Землетрясение Среднекамчатское, 1792 г., 22 августа, 18 ч. 00 мин. Эпицентр в Тихом океане, в 60 км южнее п-ова Кроноцкий. 54.0° с. ш., 162.0° в. д. М=8,2. Н=20 км. Сила 10 баллов. В Нижнекамчатске трещины в почве, выбросы грунтовой воды из них. Исчезновение речки Радуги. Разрушение печей. Повреждение зданий. Оживление деятельности Ключевского вулкана (*Шумилина,* 1977).

Землетрясение Жупановское, 1959 г., 18 июня, 15 ч. 31 мин. Эпицентр в Кроноцком заливе, напротив пос. Жупаново. 53.9° с. ш., 160.5° в. д. Два сейсмических толчка через 27 минут друг за другом. М=7,0. Н=15 км. Сила 9 баллов. Полное разрушение пос. Жупаново.

Землетрясения Южного блока. Южный литосферный блок Камчатки характерен повышенной сейсмичностью зоны Заварицкого — Беньоффа вследствие интенсивного дробления литосферы разломами поперечного направления. Особенно сильные поверхностные землетрясения происходят близ п-ова Шипунский.

Землетрясение Петропав-



Изосейсты землетрясения Жупановское 1959 г. (по С. А. Федотову)

ловское, 1959 г., 4 мая, 11 ч. 16 мин. Эпицентр в Авачинском заливе, в 160 км восточнее Петропавловска-Камчатского. 53.1° с. ш., 160.3° в. д. M=7,6. H=20 км. Сила 9 баллов. Площадь сотрясения около 2 млн км^2. Сильные афтершоки 5 и 8 мая. Цунами. Повреждения промышленных предприятий и жилых зданий. Разрушение набережной в Петропавловском порту. Повреждение водопровода и канализации. Оползни и обвалы в горах (*Черемных,* 1959; *Горячев, Ершов, Кириллов и др.,* 1963).

Землетрясение Южно-Камчатское, 1923 г., 3 февраля, 16 ч. 02 мин. Эпицентр в Тихом океане, в 60 км восточнее п-ова Шипунский. 53° с. ш., 161° в. д. M=8,5. H=20 км. Сила 11 баллов. Большие обвалы в горах. Разрушения в домах. Три волны цунами до 6 м высотой на берегах от Халактырки до Усть-Камчатска (450 км). Гибель людей. Цунами распространились до Гавайских о-вов (высота 3—5 м). Убытки 1,5 млн долл. Активизация ряда вулканов на Камчатке (*Святловский,* 1957; *Шумилина,* 1977).

Землетрясение Петропавловское, 1971 г., 24 ноября, 19 ч. 35 мин. Эпицентр в Авачинском заливе, в 75 км юго-восточнее Петропавловска. 52.7° с. ш., 159.5° в. д. M=7,3. H=125 км. Сила 8 баллов. Повреждения зданий, особенно в западной части города (*Гусев и др.,* 1975).

Землетрясение Южно-Камчатское, 1841 г., 17 мая, 21 ч. 00 мин. Эпицентр в Авачинском заливе, в 70 км от Петропавловска. 52.5° с. ш., 159.5° в. д. M=8,4. H=30 км. Цунами. Афтершоки до марта 1842 г.

Землетрясение Южно-Камчатское, 1952 г., 4 ноября, 16 ч. 58 мин. (местное время: 5 ноября, 03 ч. 58 мин.). Эпицентр в океане, в 140 км юго-восточнее п-ова Шипунский. 52.3° с. ш., 161.0° в. д. M=8,5. H=20 км. На Камчатке сила 7 баллов. Очень большое количество афтершоков в течение трех лет. Наиболее сильные из них: в 1953 г., 5 января, в 10 ч. 06 мин. (M=7,0); 4 сентября в 07 ч. 23 мин. (M=7,3.); 11 октября в 13 ч. 08 мин. (M=7,4.); 10 ноября в 23 ч. 40 мин. (M=7,0). Оживление деятельности вулканов: Ключевского, Карымского, Семлячика, Авачинского, Корякского, Мутновского. Цунами на берегах Камчатки и Курильских о-вов от Усть-Камчатска (высота 1 м) до Итурупа (высота 2,5 м). Сильные разрушения на протяжении 700 км. В бухте Пиратковой на Южной Камчатке высота цунами 4,5 м. Разрушен гор. Северо-Курильск на о. Парамушир. Цунами достигло Гавайских о-вов (высота 2 м) и Новой Зеландии (высота 1 м) (*Святловский,* 1957).

Землетрясение Южно-Камчатское, 1904 г., 25 июня, 14 ч. 45 мин. Эпицентр в Тихом океане, в 40 км восточнее бухты Асача. 52° с. ш., 159° в. д. M=7,7. H=30 км. Сила 8 баллов. Обвалы в горах. Оживление деятельности Корякского и Авачинского вулканов. Разрушения. Большое количество афтершоков.

Землетрясение Южно-Камчатское, 1737 г., 17 октября, 15 ч. 30 мин. Эпицентр в Тихом океане, в 90 км восточнее п-ова Лопатка. 51.1° с. ш., 158° в. д. M=8,5. H=40 км. Сила 9 баллов. Цунами высотой до 25—50 м. Афтершоки до марта 1738 г. На о-вах Шумшу и Парамушир сила землетрясения 9 баллов, цунами высотой до 4 м (*Шумилина,* 1977).

Курильский сейсмический пояс. Курильская островная дуга отделяет окраинное Охотское море от Тихого океана. Впадина моря образовалась вследствие погружения древних контине-

нтальных массивов при рифтообразовании и раздвижении литосферы в тылу островной дуги при поддвиге под нее океанической плиты. Этот процесс прослеживается под Охотским морем до глубин 500—650 км и фиксируется очагами глубокофокусных землетрясений.

В поперечном разрезе Курильской дуги различают: глубоководный Курило-Камчатский желоб, подводную островодужную террасу, поднятие Малой Курильской гряды с продолжающим ее на север подводным хребтом Витязь, внутридуговой грабен между Малой и Большой Курильской грядами, горст Большой Курильской гряды, Курильскую тыловую глубоководную котловину в Охотском море.

Вдоль глубоководного желоба, между его осью и островами, расположена полоса эпицентров мелкофокусных землетрясений, очаги которых приурочены к верхней части сейсмофокальной зоны Заварицкого—Беньоффа. Здесь происходит подавляющее большинство землетрясений, в том числе катастрофических. Р. З. Тараканов, Ким Чун Ун отмечают (1980), что эпицентры землетрясений с очагами в земной коре расположены внутри эпицентральных областей подкоровых землетрясений. Энергия последних на несколько порядков больше энергии коровых землетрясений.

Сейсмическая активность распределена вдоль Курильской дуги неравномерно: наибольшая — в южном конце дуги. Там и происходит большинство сильных землетрясений. Эпицентральные области сильных землетрясений и их афтершоков имеют форму эллипсов, вытянутых вдоль островной дуги. Реже эти эллипсы вытянуты поперек дуги — по секущим ее разломам (*Аверьянова,* 1975; Сейсмическое районирование, 1980).

Эпицентры глубокофокусных землетрясений располагаются на дне Охотского моря, в полосе, параллельной Курильской дуге и удаленной от нее на 500—600 км к западу (см. табл. 50).

Ближе к островной дуге располагается широкая полоса эпицентров промежуточных по глубине очагов землетрясений. Наконец, близ дуги и на ней находятся эпицентры землетрясений с глубинами очагов от 30 до 100 км.

В Курильском сейсмическом поясе ежегодно происходит несколько тысяч землетрясений с магнитудой больше 3. Наиболее сильные (M=7 и более) приводятся в таблице (Новый каталог.., 1977) (см. табл. 51).

Приведем данные (с севера на юг) о некоторых землетрясениях на Курильских о-вах (*Левый, Поплавская,* 1977; Землетрясения в СССР).

Большая Курильская гряда. Северные Курильские о-ва. Парамуширско-Шиашкотанский литосферный блок имеет сложное строение. Здесь сформировались глыбы субконтинентальной земной коры на о. Парамушир. Весь блок разбит большим количеством разломов. Землетрясения весьма многочисленны, сопровождаются цунами. Приведем данные о ц у н а м и 5 н о я б р я 1 9 5 2 г., которое возникло при Южно-Камчатском землетрясении 1952 г.

В ночь с 4 на 5 ноября 1952 г. на о. Парамушир произошло семибалльное землетрясение. Со стороны океана послышался гул—волна цунами двигалась с востока во Второй Курильский пролив. Гор. Северо-Курильск, расположенный вдоль реки на покатой поверхности морских террас высотой от 1 до 10 м, был накрыт цунами в притеррасной и центральной частях. Через несколько минут волна отступила с такой силой,

Таблица 50

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,*	*Долгота,*	*M*	*H, км*
1959	июль	22	19 ч. 24 мин.	53.0	152.8	6,1	638
1970	август	30	17 ч. 46 мин.	52.3	151.7	7,0	638
1970	сентябрь	5	07 ч. 52 мин.	52.1	151.6	6,8	572
1956	июль	21	14 ч. 51 мин.	50.4	147.6	5,9	630
1966	август	22	14 ч. 21 мин.	50.3	147.7	5,8	632
1902	июнь	11	05 ч. 00 мин.	50.0	148.0	8,0	600
1915	апрель	30	23 ч. 43 мин.	49.5	149.4	6,5	600

что дно пролива обнажилось. Через 15—20 мин. на город хлынула вторая волна высотой до 10 м. Она снесла все дома в центральной части города. Здесь возник огромный водоворот, в котором плавали деревянные дома, обломки строений, небольшие суда. В ледяной воде гибли люди. Вторая волна, отступая, прорвалась через песчаный бар. Вскоре пришла третья волна. Она была ниже и слабее двух первых и лишь вынесла на берег массу обломков. Потом отмечались сильные колебания воды в океане в течение всего дня 5 ноября. Во Втором Курильском проливе возникали водовороты и стоячие волны. Сорванные с фундаментов деревянные дома с людьми на крышах, мелкие суда и обломки строений покрывали поверхность воды и постепенно выносились по проливу в океан. В Северо-Курильске уцелели дома, расположенные на отметках выше 10 м. Бетонные основания заводских машин на крабообрабатывающих заво-

Таблица 51

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,*	*Долгота,*	*M*	*H, км*
1742	ноябрь	18	—	50.5	157.0	7,5	40 цунами
1780	июнь	29	—	46.0	151.0	7,5	40 цунами
1843	апрель	25	—	44.7	149.7	8,2	40 цунами
1847	июнь	21	—	46.0	152.0	7,5	40
1844	март	22	—	42.5	146.0	8,8	40 цунами
1896	ноябрь	18	02 ч. 06 мин	43.5	146.0	7,6	40
1900	декабрь	25	05 ч. 09 мин.	43.0	146.0	7,5	40
1901	апрель	5	22 ч. 30 мин.	45.0	148.0	7,5	30
1902	июнь	11	—	50.0	148.0	8,0	600
1904	март	18	13 ч. 42 мин.	42.5	145.8	7,6	30
1905	сентябрь	1	02 ч. 45 мин.	45.0	143.0	7,5	230
1913	январь	19	23 ч. 48 мин.	46.0	152.0	7,5	120
1915	май	1	05 ч. 00 мин.	48.4	155.5	8,3	30
1916	октябрь	31	15 ч. 30 мин.	45.5	154.0	7,7	30
1917	июль	31	03 ч. 23 мин.	42.5	131.0	7,5	460
1918	январь	30	21 ч. 18 мин.	45.4	136.5	7,7	350
1918	сентябрь	7	17 ч. 16 мин.	45.6	151.1	8,2	40 цунами
1918	ноябрь	8	04 ч. 38 мин.	44.9	151.4	7,9	40 цунами
1922	октябрь	24	21 ч. 21 мин.	47.0	151.8	7,5	90
1924	июнь	30	15 ч. 44 мин.	45.1	147.4	7,6	120
1929	январь	13	00 ч. 03 мин.	50.6	154.7	7,8	135
1935	сентябрь	11	14 ч. 04 мин.	43.3	146.5	7,7	50
1937	февраль	21	07 ч. 03 мин.	44.5	149.4	7,6	45
1940	август	1	15 ч. 08 мин.	44.3	139.5	7,7	40 цунами
1950	февраль	28	10 ч. 21 мин.	45.6	143.5	7,8	340
1952	март	4	01 ч. 23 мин.	41.9	143.7	8,3	50 цунами
1952	ноябрь	4	16 ч. 58 мин.	52.3	161.0	8,5	20
1956	октябрь	11	02 ч. 24 мин.	45.9	150.4	7,8	105
1958	ноябрь	6	22 ч. 58 мин.	44.5	148.5	8,2	40 цунами
1963	октябрь	13	05 ч. 18 мин.	44.8	149.5	8,1	47 цунами
1968	январь	29	10 ч. 20 мин.	43.5	146.7	7,1	46
1969	январь	19	07 ч. 02 мин.	45.0	143.1	7,6	242
1969	август	11	21 ч. 27 мин.	43.6	147.8	8,2	40
1969	август	11	21 ч. 28 мин.	43.6	147.2	7,8	38
1973	февраль	28	06 ч. 38 мин.	50.03	156.7	7,5	70 цунами
1973	июль	17	03 ч. 55 мин.	43.1	146.9	7,9	55 цунами
1976	январь	21	10 ч. 02 мин.	44.6	149.2	7,3	55 цунами
1978	март	22	00 ч. 50 мин.	44.8	148.6	7,5	70
1978	март	22	21 ч. 34 мин.	45.1	148.6	7,0	70
1978	март	23	00 ч. 31 мин.	44.7	148.8	7,7	50
1978	март	23	03 ч. 15 мин.	43.3	150.0	7,8	—
1978	март	23	19 ч. 12 мин.	45.0	144.5	7,0	50
1978	март	24	19 ч. 47 мин.	43.9	149.1	8,0	39
1978	декабрь	6	14 ч. 02 мин.	44.3	146.6	7,3	140
1980	февраль	23	05 ч. 50 мин.	44.7	146.1	7,2	64
1980	декабрь	31	10 ч. 32 мин.	45.9	151.6	7,0	57
1981	сентябрь	3	05 ч. 36 мин.	43.8	147.2	7,2	66
1982	июнь	30	01 ч. 57 мин.	44.8	151.1	7,5	39



Остров Парамушир. Суда, выброшенные цунами 5 ноября 1952 г.

дах были вывернуты и вынесены волнами.

На южном конце о. Парамушир цунами разрушило отдельные здания, расположенные на 5—7 м над уровнем океана. В бухте Океанской, на восточном берегу Парамушира, цунами высотой 7 м разрушили портовые строения и консервный завод с поселком. В бухте Китовой сильно пострадал поселок и завод. В долине реки высота цунами достигла 20 м. Погибли люди.

На соседнем о. Шумшу цунами разрушило поселки Байково и Козыревск. На о. Онекотан максимальная высота цунами достигала 7 м, но больших разрушений они не вызвали. Далее на юг высота волн быстро уменьшалась (*Святловский,* 1957).

Землетрясение Северо-Курильское, 1973 г., 28 февраля, 6 ч. 37 мин. Эпицентр в Тихом океане на подводной островодужной террасе к юго-востоку от о. Шумшу. 50.3° с. ш., 156.7° в. д. М=7,5. Н=70 км. Сила 8 баллов. Цунами высотой до 1,5 м обрушилось на Шумшу и Парамушир. Повреждены здания (*Оскорбин, Поплавская, Рудик и др.,* 1976). Многочисленные афтершоки. Наиболее сильные приведены в табл. 52.

Землетрясение Шиашкотанское, 1915 г., 1 мая, 5 ч. Эпицентр в Тихом океане, на континентальном склоне глубоководного желоба, в 120 км к юго-востоку от Шиашкотана. 48.4° с. ш., 155.5° в. д. М=8,3. Н=30 км. Разрушения построек (Атлас землетрясений в СССР, 1962).

Средние и Южные Курильские о-ва. Матуа-Симуширский литосферный блок в средней части Курильской островной дуги отличается менее сильной сейсмичностью. Зона Заварицкого—Беньоффа в его пределах имеет наибольший угол наклона (50°) и наибольшую глубину в мантии — до 650 км. Сильные поверхностные землетрясения происходят реже, чем в северном и южном блоках.

Землетрясение Среднекурильское, 1964 г., 24 июля, 8 ч. 12 мин. Эпицентр в Тихом океане, в 120 км восточнее о. Симушир. 46.9° с. ш., 154.4° в. д. М=7,2. Н=40 км. Сила 8 баллов на о-вах Симушир и Уруп. Цунами. Большое количество афтершоков *(Новый каталог..,* 1977).

Уруп-Итуруп-Кунаширский литосферный блок образует южную часть Курильской дуги. В его пределах происходят сильные землетрясения, связанные с подвижками глыб, на которые расчленена литосфера. В большинстве случаев это мелкофокусные землетрясения, эпицентры которых расположены между осью глубоководного желоба и вулканической дугой. В редких случаях происходят довольно сильные (М=6,0—6,7) толчки с эпицентрами к западу от островов, на границе с глубоководной Курильской котловиной. Таково, например, землетрясение Западноитурупское 7 мая 1962 г.: М=6.75, Н=20 км *(Соловьев, Поплавская, Зарайский,* 1964).

Таблица 52

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,*	*Долгота,*	*М*	*Н, км*
1973	март	12	19 ч. 32 мин.	50.76	157.16	6,3	71
	апрель	5	22 ч. 17 мин.	43.60	147.78	6,0	47
	апрель	8	21 ч. 55 мин.	47.06	152.20	6,3	115
	апрель	12	13 ч. 49 мин.	50.71	157.60	6,3	70

Землетрясение Урупское, 1918 г., 7 сентября, 17 ч. 16 мин. Эпицентр в океане у восточного побережья о. Уруп. 45.5° с. ш., 151.1° в. д. М=8,2. Н=40 км. Сотрясения ощущались на о-вах Черный, Уруп, Итуруп, Кунашир, Хоккайдо, Хонсю (до Токио). Цунами на восточном берегу о. Уруп до 12 м, на западном — до 2 м. Погибли 23 человека, ранены 7 человек. На о. Итуруп цунами высотой до 6 м. Волны его достигли Гавайских о-вов, о-вов Бонин, Калифорнии, о-вов Самоа (Сообщения печати; Новый каталог.., 1977).

Землетрясение Урупское, 1980 г., 31 декабря, 10 ч. 32 мин. Эпицентр в океане, на континентальном склоне глубоководного желоба, в 75 км юго-восточнее острова Уруп. 46.40° с. ш., 151.14° в. д. М=7. Н=57 км. Сила 4 балла. Повреждения зданий (Сейсмологический бюллетень ОМЭ ИФЗ АН СССР, 1980).

Землетрясение Урупское, 1963 г., 13 октября, 5 ч. 18 мин. Эпицентр в океане, на подводной островодужной террасе, в 90 км юго-восточнее северного конца о. Итуруп. 44.8° с. ш., 149.5° в. д. М=8,1. Н=67 км. Сотрясения ощущались от южной оконечности Камчатки до о. Хонсю. Сила до 8 баллов. Обвалы в горах. Выделение сернистых газов в кратерах вулканов. Цунами высотой 5—10 м достигли Японии, Гавайских о-вов, Калифорнии. Большое количество афтершоков. Афтершок 20 октября, в 0 ч. 53 мин., силой М=7,5 породил еще одну волну цунами (*Соловьев,* 1965; *Федотов и др.,* 1969; *Левый, Поплавская,* 1977; *Балакина,* 1989).

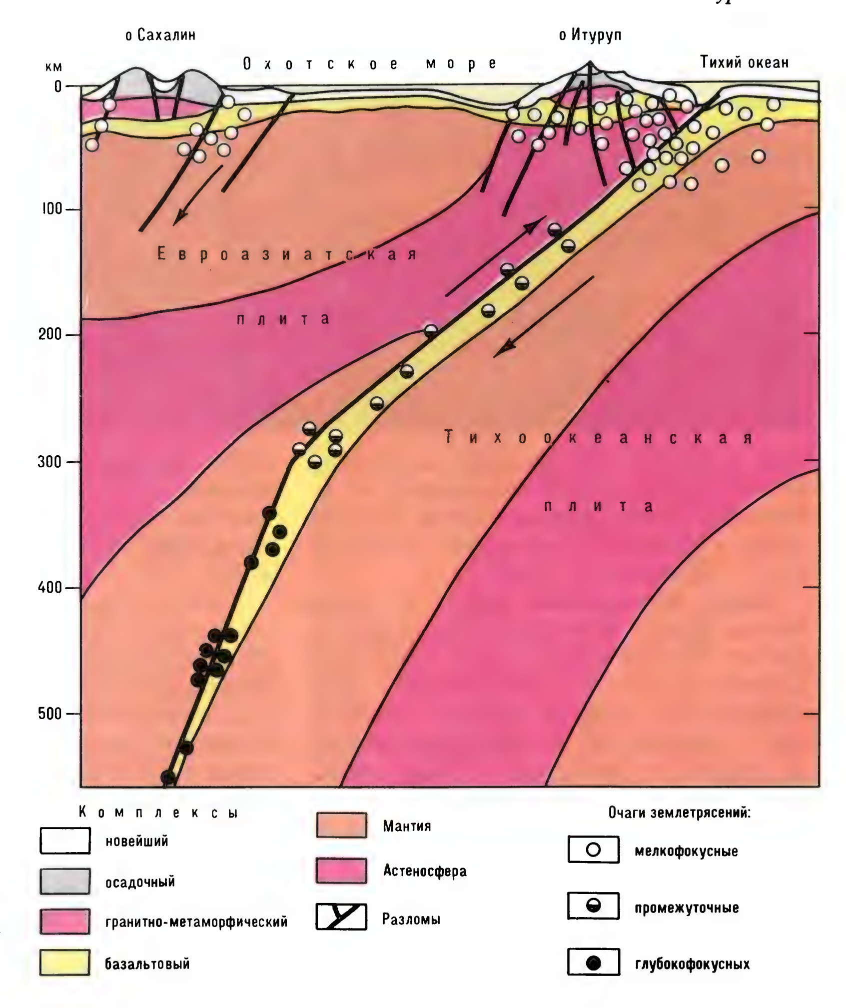
Южная часть Курильской островной дуги наиболее сейсмична. Она охватывает о-ва Итуруп, Кунашир, о-ва Малой Курильской гряды. Несколько условно сюда же можно отнести и северо-восточную часть о. Хоккайдо, хотя она и принадлежит к Сахалино-Японской дуге. Дело в том, что эта часть о. Хоккайдо находится в сфере влияния процессов поддвига океанической литосферы по зоне Заварицкого—Беньоффа, протягивающейся вдоль Курильской дуги.

Л. М. Балакина (1989), проанализировав данные о трех особенно сильных землетрясениях — Итурупском (6 ноября 1958 г.), Шикотанском (11 августа 1969 г.) и Токачи-Хоккайдо (4 августа 1952 г.), — отметила следующие особенности сильнейших землетрясений в южной части Курильской островной дуги. Очаги их расположены в горст-антиклинальных блоках, осложняющих островодужный склон глубоководного желоба. Очаги вытянуты по простиранию островной дуги, имеют длину около 100—150 км. Для них характерна комбинация крутых и пологих разрывов. Крутые разрывы имеют простирание, соответствующее простиранию островной дуги, а падение направлено в сторону океана под углами 60—80°. Это правые взбросо-сдвиги с поднятыми островодужными блоками. Пологие разрывы имеют довольно разные простирания при углах падения 10—20°. Все это говорит о сильном субгоризонтальном сжатии литосферы в направлении вкрест простирания островной дуги. Землетрясения в очагах проявляются циклично. Продолжительность циклов 150—200 лет.

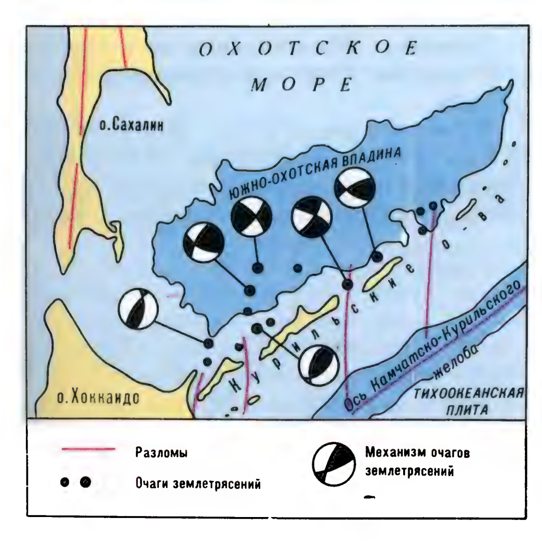
Землетрясение Итурупское, 1958 г., 6 ноября, 22 ч. 58 мин. Эпицентр в океане на континентальном склоне глубоководного желоба, в 130 км юго-восточнее южного конца о. Итуруп. 44.5° с. ш.., 148.5° в. д. М=8,2. Н=80—90 км. Сила землетрясения на о. Итуруп 9 баллов. Сотрясения на протяжении 600 км вдоль островов. Большое количество афтершоков: в ноябре — 552, в декабре — 196, в январе 1959 г. — 162, в феврале — 95, в апреле — 123 и т. д. Особенно сильным был афтершок 12 ноября 1958 г. в 20 ч. 23 мин. (М=7,4). Цунами высотой до 4 м. Обвалы в горах. На Урупе, Итурупе и Кунашире были повреждены дома, мосты и дороги. Отмечено исчезновение горячих источников и появление их в новых местах (*Аверьянова и др.,* 1961; *Федотов,* 1961; *Левый, Поплавская,* 1977).

Землетрясение Итурупское, 1976 г., 21 января, 10 ч. 05 мин. Эпицентр в океане, на континентальном склоне глубоководного желоба, в 120 км юго-восточнее о. Итуруп. 44.6° с. ш., 149.3° в. д. М=7,3. Н=33 км. Сила 8 баллов. На о. Итуруп сила 6 баллов. Плей-

Земная кора
и землетрясения
Курильских островов
и Сахалина
(по С. А. Федотову
и др.)



Механизм очагов
землетрясений Южных
Курильских островов
(по Л. Зоненшайну
и А. Савостину)



стосейстовая площадь 700 км^2. Повреждение зданий. Слабые цунами. Многочисленные афтершоки.

З е м л е т р я с е н и я   И т у р у п с к и е, 1978 г. Рой сильных сейсмических толчков. Эпицентры в Тихом океане, на континентальном склоне глубоководного желоба, в 180 км юго-восточнее о. Итуруп. Шесть сильных и много слабых сейсмических толчков (см. табл. 53). Цунами. Повреждения зданий (Новый каталог.., 1977; *Бурымская,* 1980).

З е м л е т р я с е н и е   И т у р у п - К у н а ш и р с к о е, 1978 г., 6 декабря, 14 ч. 02 мин. В проливе Екатерины между о-вами Итуруп и Кунашир. 44.3° с. ш., 146.6° в. д. М=7,3. Н=140 км.



Сейсмогенные оползни на острове Итуруп, образовавшиеся во время землетрясения 6 ноября 1958 г.

Сила 8 баллов. Сотрясения ощущались от Петропавловска-Камчатского до о. Хоккайдо. Повреждения зданий. Афтершоки в проливе Екатерины до конца 1978 г. *(Бурымская,* 1980).

Малая Курильская гряда. К о-вам Малой Курильской гряды и подводному хребту Витязь приурочены эпицентры мелкофокусных землетрясений. Они образуют две полосы: первая — восточная — находится на подводной террасе, вторая — западная — близ островов.

З е м л е т р я с е н и е Ш и к о т а н с к о е, 1964 г., 31 мая, 00 ч. 40 мин. Эпицентр в океане, в 100 км от о. Шикотан. 43.3° с. ш., 147.4° в. д. M=6,75. H=60 км. Ощущалось на протяжении 1200 км от о. Матуа на севере до Хоккайдо. Сила на о. Шикотан 7 баллов. Обвалы на склонах гор. Разрушения печей в селениях.

З е м л е т р я с е н и е Ш и к о т а н с к о е, 1969 г., 11 августа, 21 ч. 28 мин. Эпицентр в океане, на континентальном склоне глубоководного желоба, в 90 км от острова. Большое количество афтершоков. (см. табл. 54).

Сила на о. Шикотан 7,5 балла. Сотрясения ощущались на о. Матуа, на Сахалине, в Токио (1070 км от эпицентра). Цунами высотой до 5 м. Повреждения зданий (Новый каталог.., 1977).

З е м л е т р я с е н и е З е л е н о о с т р о в с к о е, 1973 г., 17 июня, 03 ч. 55 мин. Эпицентр в Тихом океане, в 75 км юго-восточнее о. Зеленый. Два сильных афтершока (см. табл. 55).
Размеры очагов: 17 июня — 9561 км^2; 24 июня — 9161 км^2. Сила 8 баллов. Гипоцентральные зоны ориентированы вкрест простирания о-вов Малой Курильской гряды. Цунами 17 июня высотой 1,52 м, а на о. Хоккайдо до 2 м. В море унесено много рыбацких шхун (Новый каталог.., 1977).

З е м л е т р я с е н и е Ш и к о т а н с к о е, 1975 г., 10 июня, 13 ч. 47 мин. Эпицентр в океане, в 80 км юго-восточнее о. Шикотан (см. табл. 56).

Цунами. Многочисленные слабые афтершоки. Очаг землетрясения 552 × 292 км.

З е м л е т р я с е н и е Ш и к о т а н с к о е, 1980 г., 23 февраля, 05 ч. 51 мин. Эпицентр в океане, на континентальном склоне глубоководного желоба, в 80 км

Таблица 53

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1978	март	22	00 ч. 50 мин.	43.8	149.2	7,5	37
		22	21 ч. 34 мин.	43.8	149.3	7,1	36
		23	00 ч. 31 мин.	43.7	149.3	7,6	40
		23	03 ч. 15 мин.	43.9	148.9	7,8	40
		23	19 ч. 12 мин.	44.0	149.9	7,1	40
		24	19 ч. 48 мин.	43.9	149.1	7,8	30

Таблица 54

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °в. д.	*М*	*Н, км*
ФОРШОКИ							
1969	август	11	21 ч. 26 мин.	43.50	147.84	6,3	35
			21 ч. 27 мин.	43.56	147.44	7,4	27
ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК							
	август	11	21 ч. 28 мин.	43.58	147.82	8,2	40 цунами
АФТЕРШОКИ							
	август		21 ч. 28 мин.	43.61	147.18	7,8	38
			21 ч. 36 мин.	42.63	146.50	6,0	10
			23 ч. 03 мин.	43.29	147.82	6,4	40
			03 ч. 33 мин.	43.23	147.71	6,2	35
			04 ч. 53 мин.	43.33	147.69	6,1	37
			05 ч. 03 мин.	43.67	148.21	6,9	40
			05 ч. 53 мин.	43.90	148,48	6,7	44
			09 ч. 25 мин.	43.17	147.67	6,1	40
			09 ч. 34 мин.	43.58	147.61	5,9	40
			11 ч. 21 мин.	43.92	148.63	6,7	40
	август	13	08 ч. 31 мин.	43.97	147.86	5,9	44
			22 ч. 57 мин.	44.20	148.37	6,1	30
	август	14	14 ч. 19 мин.	43.31	147.51	6,9	45
	август	15	04 ч. 32 мин.	43.31	147.88	6,4	40
	август	16	15 ч. 15 мин.	43.17	147.46	5,9	49
	август	19	08 ч. 50 мин.	43.60	148.13	6,5	40
	август	20	07 ч. 50 мин.	47.99	153.69	6,3	50
	август	30	07 ч. 12 мин.	43.68	147.77	6,3	50
			08 ч. 28 мин.	43.59	147.84	6,1	39

Таблица 55

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °в. д.	*М*	*Н, км*
ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК							
1973	июнь	17	03 ч. 55 мин.	43.15	146.88	7,9	55
АФТЕРШОКИ							
1973	июнь	24	02 ч. 43 мин.	43.38	146.52	7,4	57
	июнь	26	22 ч. 31 мин.	43.18	146.69	6,9	50

Таблица 56

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °в. д.	*М*	*Н,* км
1975	июнь	10	13 ч. 47 мин.	43.2	147.5	7,3	30
		13	18 ч. 08 мин.	43.3	148.0	7,2	29
		15	00 ч. 19 мин.	43.2	148.0	7,0	29

юго-восточнее о. Шикотан. 44.68° с. ш., 146.13° в. д. М=7. Н=64 км. Сила 7 баллов. Цунами. Многочисленные афтершоки. Полоса их эпицентров ориентирована вкрест простирания о-вов Малой Курильской гряды.

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В САХАЛИНСКО-ЯПОНСКОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ ПОЯСЕ

Сахалинско-Японская островная дуга протягивается на 3 тыс. км через о-ва Сахалин, Хоккайдо, Хонсю, Сикоку, Кюсю. О. Кюсю является одновременно и северным концом островной дуги Рюкю.

Сахалинско-Японская дуга пересекается на о. Хоккайдо Курильской дугой, а на о. Хонсю — дугой Нампо, которая образует на о. Хонсю поперечную зону грабена Фосса-Магна, которая является границей между северо-восточной и юго-западной ветвями Сахалинско-Японской островной дуги с существенно разной историей их геологического развития. Продолжение зоны Фосса-Магна прослеживается в Японском море в виде прерывистого пояса глубокофокусных землетрясений.

Строение Сахалинско-Японской дуги неоднородно: она состоит из больших и малых литосферных глыб. С восточной стороны Японские о-ва обрамляют глубоководные желоба. Так, вдоль о. Хоккайдо протягивается южное окончание Курило-Камчатского желоба. В районе Сангарского пролива он сочленяется с Японским желобом. Этот желоб протягивается вдоль Северного Хонсю до зоны Фосса-Магна, где он сочленяется с Идзу-Бонинским желобом. На юге Японии четко выраженные глубоководные желоба отсутствуют, но вдоль о-вов Сикоку и Кюсю расположены разрозненные желобообразные впадины, переходящие в желоб Нансей у дуги Рюкю.

Сахалинско-Японская дуга отделяет от Тихого океана впадину окраинного Японского моря, которая имеет сложное строение. Под Японскими о-вами и под Японским морем по очагам мелкофокусных, промежуточных и глубокофокусных землетрясений прослеживается сейсмофокальная зона Заварицкого — Беньоффа.

Наиболее глубокие очаги землетрясений прослеживаются до 650 км. Эпицентры их проектируются на дно Японского моря близ берегов Южного Приморья и Северной Кореи, так как сейсмофокальная зона наклонена на запад под углом 50°. Ее изобаты обрисовывают сложную неровную поверхность, осложненную крутопадающей на северо-восток зоной, секущей о. Хонсю в районе Осака, Киото и залива Вакаса.

Очаги землетрясений расположены под Японскими о-вами на глубинах 100—200 км, под морем местами до 250—300 км, а под срединной подводной возвышенностью Ямато-До — ок. 450 км. У берегов Приморья и Корейского п-ова глубина очагов достигает 600—650 км (см. табл. 57).

Основное количество очагов землетрясений приурочено к верхним 50—70 км сейсмофокальной зоны. Здесь выделяется подавляющая часть сейсмической энергии. В Японии при землетрясениях ежегодно выделяется $1\cdot5\cdot10^8$ эрг/см^2 сейсмической энергии, что составляет около 10% всей сейсмической энергии Земли (*Tsuboi*, 1965). В Японии ежегодно происходит в среднем до 1500

Таблица 57

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта*, °с. ш.	*Долгота*, °в. д.	*M*	*H*, км
1978	сентябрь	10	12 ч. 45 мин.	42.64	136.86	4,5	270
1969	март	31	19 ч. 25 мин.	38.6	134.6	6,5	417
1980	январь	18	22 ч. 10 мин.	38.4	133.2	5,8	450
1969	апрель	10	14 ч. 54 мин.	42.1	131.0	6,2	570
1973	сентябрь	29	00 ч. 44 мин.	41.9	130.9	6,7	575
1977	март	9	14 ч. 28 мин.	42.0	131.4	6,6	650
1979	август	16	21 ч. 31 мин.	41.8	130.9	6,7	600
1983	сентябрь	28	07 ч. 59 мин.	41.5	132.3	5,8	500
1983	сентябрь	28	08 ч. 04 мин.	41.4	132.3	5,5	500
1960	октябрь	8	05 ч. 53 мин.	40.0	129.7	6,7	608
1953	ноябрь	4	06 ч. 05 мин.	39.0	129.4	—	603
1964	январь	24	17 ч. 18 мин.	39.1	129.4	6,0	600
1966	июнь	30	08 ч. 59 мин.	43.5	132.7	—	500
1973	сентябрь	10	07 ч. 43 мин.	42.5	130.9	6,4	532

довольно сильных землетрясений. Кроме того, на этом сейсмическом фоне систематически происходят учащения их (*Hirono Takuzo,* 1960). Бóльшая часть этих мелкофокусных землетрясений расположена в прибрежной зоне Японского моря. Это области воздействия задугового спрединга литосферы, происходящего в окраинном Японском море. Эпицентры этих землетрясений образуют западную зону.

Восточнее — в горах и на побережье Тихого океана — более заметно проявляется поддвиг океанической литосферы под островную дугу. Здесь происходят как мелкофокусные, так и более глубокие землетрясения. Их эпицентры образуют восточную зону.

Максимальная сейсмичность отмечена на о-вах Хоккайдо и Хонсю в северной части. Для флангов Сахалинско-Японской дуги (Сахалин и Кюсю) характерна менее интенсивная сейсмичность. Для Сахалина это обусловлено тем, что он отделен от Японской дуги Курильской дугой, пересекающей о. Хоккайдо, а о. Кюсю пересекается северным продолжением дуги Рюкю. Как известно, в таких «отсеченных» частях островных дуг интенсивность вулканизма и сейсмичности резко уменьшается.

Остров Сахалин. Сахалинская островная глыба имеет сложное строение. Это крупное (длина 948 км) горст-антиклинальное поднятие, расположенное между грабенами-прогибами Татарского пролива на западе и впадиной Дерюгина на востоке. Главнейшими складчатыми структурами Сахалина являются Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский антиклинории, разделенные Срединным синклинорием. Антиклинориям соответствуют горные хребты, синклинорию — депрессия. Эти структуры разбиты большим количеством продольных диагональных и поперечных разломов. Восточно-Сахалинский антиклинорий протягивается вдоль восточной половины п-ова Шмидта на севере до залива Терпения на юге. Западно-Сахалинский антиклинорий протягивается вдоль всего Сахалина до п-ова Крильонского на юге. Он отделен от Срединно-Сахалинского грабена-прогиба глубинным разломом. Поперечными разломами продольные



Южный Сахалин (снимок из космоса)

структуры разделены на совокупности блоков. Так, можно выделить блок п-ова Шмидта, блоки Северного, Среднего и Южного Сахалина.

Наиболее важными в сейсмическом отношении являются Восточно-Сахалинский и Западно-Сахалинский краевые глубинные разломы, с которыми связаны 6—7-балльные землетрясения. Эти разломы определяют современный контур о. Сахалин.

Районы повышенной сейсмичности приурочены на Сахалине к новейшим поднятиям, особенно к их флангам. Таковы Западно-Сахалинский и Восточно-Сахалинский хребты. Так, в прибрежной зоне Западно-Сахалинского хребта имеется два сейсмических района — центральный и южный. Центральный район расположен между широтами Александровска (51° с.ш.) и Углегорска (49° с.ш.). Южный район находится южнее широты г. Томари (47.7° с.ш.).

На северо-востоке Сахалина тоже имеются два участка с повышенной сейсмичностью: Охинский на севере и Катанглинский южнее. На Южном Сахалине наиболее сейсмичны средние части хребтов Южно-Камышового на западе, Сусунайского и Тониво-Анивского на востоке (*Соловьев* и *др.,* 1967).

Ниже приводится перечень наиболее сильных землетрясений на Сахалине (см. табл. 58).

Приведем краткое описание некото-

рых наиболее сильных землетрясений Сахалина (*Соловьев* и *др.*, 1967; *Оскорбин* и *др.*, 1972; данные ежегодников «Землетрясения СССР»).

З е м л е т р я с е н и е О н о р с к о е, 1909 г., 22 января, 10 ч. 10 мин. Эпицентр в Центральносахалинском надвиге у пос. Онор (50.4° с. ш., 145.5° в. д.). М=6,1. Н=22 км. Сила 7 баллов. Разрушения печей в домах.

З е м л е т р я с е н и е Л е с о г о р с к о - У г л е г о р с к о е, 1924 г., 15 марта, 10 ч. 31 мин. Эпицентр в Татарском проливе, западнее Среднего Сахалина (49.3° с. ш., 142.0° в. д.). М=6,8. Сила 8 баллов. Разрушения домов, труб, печей.

З е м л е т р я с е н и е Н о г л и к с к о е, 1964 г., 2 октября, 00 ч. 58 мин. Эпицентр в Охотском море, в 15 км северо-восточнее пос. Ноглики (51.9° с. ш., 143.3° в. д.). М=5,75. Н=10 км. Сила 8 баллов. Много афтершоков. Сильный подземный гул. Обвалы и оползни в горах. Трещины в грунте. Разрушения насыпей узкоколейной железной дороги. Разрушения печей в домах.

З е м л е т р я с е н и е М о н е р о н с к о е, 1971 г., 5 сентября, 18 ч. 35 мин. Эпицентр в районе о. Монерон на юге Татарского пролива. 46.45° с. ш., 141.30° в. д. М=7,2. Сила 8 баллов. Н=13 км. Световые вспышки. Сильный гул. Многочисленные афтершоки силой до 5 баллов. Обвалы и оползни в горах и на морских берегах объемом до 10 тыс. м^3. Цунами до 1,5 м высотой. Разрушения построек. Эпицентральная область 3900 км^2. Ощущалось на о. Хоккайдо (*Воробьева,* 1977).

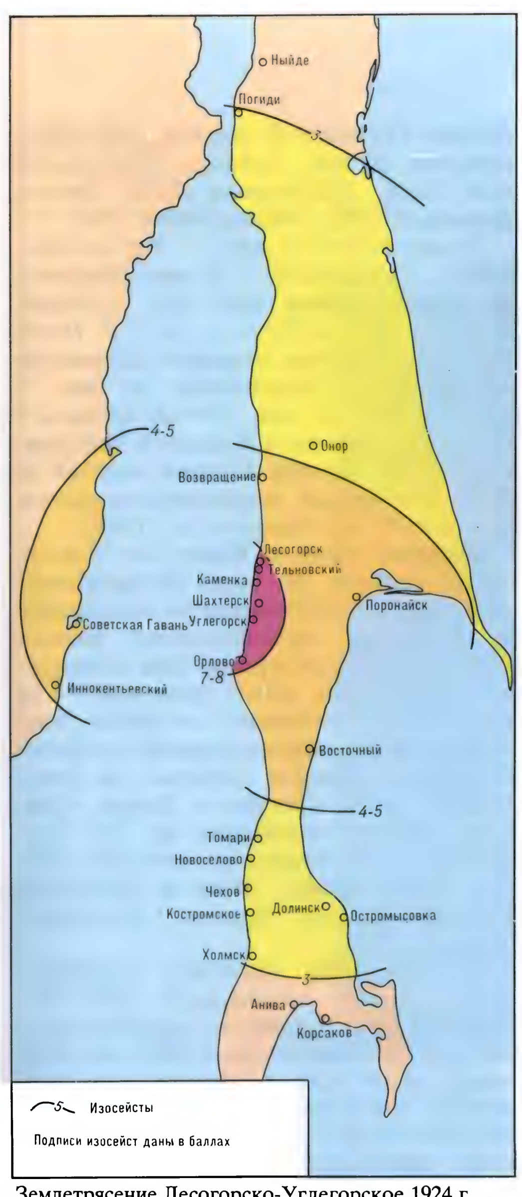
З е м л е т р я с е н и е У г л е г о р с к о е, 1973 г., 6 февраля, 20 ч. 46 мин. Эпицентр в 20 км северо-западнее Углегорска. М=4,5. Сила 7 баллов. Н=20 км. Подземный гул. Многочисленные афтершоки. Повреждения зданий.

Остров Хоккайдо. Островная глыба Хоккайдо сложена блоковыми структурами, продолжающими структуры Сахалина. Так, с востока на запад на Хоккайдо расположены: блок причленения Курильской островной дуги (хребет Сиретоко), главный горст-антиклинорий Китами — Хидака, грабен-прогиб Исикари с его юго-восточным подводным продолжением. Юго-западнее находятся нагорье Сирибеси и п-ов Осиме, структуры которого продолжаются за Сангарский пролив на о. Хонсю. На расстоянии 150—200 км к юго-востоку от берегов Хоккайдо вдоль него протягивается южное окончание Курило-Камчатского глубоководного желоба — выход сейсмофокальной зоны на дне океана. Интересно отметить, что все главные блоковые структуры Хоккайдо ориентированы вкрест простирания желоба и сейсмофокальной зоны. В островных дугах это встречается редко. Аналогом таких соотношений можно считать на Камчатке Камчатский, Кроноцкий, Шипунский п-ова, около которых происходит концентрация землетрясений. В менее четкой форме это же наблюдается и на Хоккайдо.

Высокая сейсмичность островной глыбы Хоккайдо проявляется в большом количестве мелкофокусных землетрясений в верхних 50—70 км сейсмофокальной зоны. Эпицентры их располагаются на дне океана между глубоководным желобом и восточными берегами острова. Относительно редко происходят землетрясения, эпицентры которых расположены на острове и в Японском море. Приведем перечень катастрофических

Таблица 58

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °в. д.	*М*	*Н,* км
1906	декабрь	26	18 ч. 12 мин.	50.9	142.1	6,0	25
1907	январь	19	12 ч. 12 мин.	50.5	141.4	6,5	20
1909	январь	22	10 ч. 10 мин.	50.4	142.5	6,1	22
1924	март	15	10 ч. 31 мин.	49.3	142.0	6,8	18
1971	сентябрь	5	18 ч. 35 мин.	46.47	141.13	7,5	17
	сентябрь	6	13 ч. 37 мин.	46.74	141.38	6,1	22 афтершоки
	сентябрь	8	11 ч. 48 мин.	46.40	140.97	6,9	17 афтершоки
	сентябрь	8	16 ч. 59 мин.	46.24	140.92	6,7	15 афтершоки
	сентябрь	27	19 ч. 01 мин.	46.39	141.06	6,6	10 афтершоки



Землетрясение Лесогорско-Углегорское 1924 г. (по С. Л. Соловьеву)



Япония. Юго-Восточный Хоккайдо. Поперечные к островной дуге структуры (снимок из космоса)

землетрясений на о. Хоккайдо (см. табл. 59).

Как уже отмечалось, поперечные к сейсмофокальной зоне блоковые структуры влияют на распределение эпицентров землетрясений. Особенно четко это видно на примере горст-антиклинория Китами — Хидака. С ним связаны катастрофические землетрясения с эпицентрами в океане близ берегов Хоккайдо. Это землетрясения 4 января 1912 г. (M=8,0) и 4 марта 1952 г. (M=8,3). Такое же сильное землетрясение 21 марта 1982 г. (M=7,2). Все это мелкофокусные толчки.

С разломами по простиранию горст-

Таблица 59

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* °с. ш.	*Долгота,* °в. д.	*M*	*H,* км
1910	май	22	—	41.7	145.3	8,2	—
1912	январь	4	—	41.8	144.3	8,0	—
1952	март	1	—	42.3	143.3	8,1	—
1952	март	4	01 ч. 22 мин.	42.2	143.9	8,3	—
1963	октябрь	13	—	43.8	150.0	8,1	—
1968	январь	29	11 ч. 43 мин.	43.3	147.0	7,5	20
1968	май	6	—	40.73	143.58	7,9	—
1968	май	15	—	40.9	143.5	8,2	—
1981	январь	23	04 ч. 59 мин.	43.34	142.24	7,1	180
1982	март	21	02 ч. 32 мин.	42.66	142.26	7,2	3
1983	июнь	21	06 ч. 25 мин.	41.37	139.13	7,3	33
1984	январь	14	11 ч. 04 мин.	42.89	142.87	6,9	110
1987	март	10	18 ч. 25 мин.	41.06	145.17	6,3	45
1987	январь	14	11 ч. 04 мин.	42.90	142.90	7,0	119

антиклинория Китами — Хидака связаны сильные землетрясения в Японском море. Таково промежуточное по глубине очага землетрясение 23 января 1981 г. 04 ч. 58 мин. Эпицентр в море. 43.34° с.ш., 142.24° в.д. M=7,1. H=180 км.

Сходные данные имело и землетрясение Хидака, 1987 г., 14 января, 11 ч. 04 мин. Эпицентр в районе гор. Хидака. 42.9° с. ш., 142.9° в. д. M=7,0. H=119 км. Очаг приурочен к нижней поверхности двухслойной зоны Заварицкого — Беньоффа. Изосейсты вытянуты вдоль побережья Тихого океана (сообщения печати).

Разломные зоны грабенов (прогибов) Исикари и Сангарского пролива тоже определяют распределение землетрясений. Так, к северо-западному продолжению этих разломных зон в Японском море было приурочено землетрясение 1 августа 1940 г. (44.3° с. ш., 139.1° в. д. M=7,0). Оно обусловило разрушительное цунами на берегах Хоккайдо и Хонсю. Таковым было и землетрясение в Японском море (41.37° с. ш., 139.13° в. д.) 21 июня 1983 г. M=7,4. H=33 км.

Юго-восточное продолжение разломных зон Исикари и Сангарского пролива выражено глубокой поперечной к Курильскому желобу котловиной. Для нее тоже характерны сильные землетрясения. Примерами служат землетрясения Токачи, Токачиоки, Уракава.

Землетрясение Токачи, 1952 г., 4 марта, 01 ч. 22 мин. Эпицентр в океане, в 75 км юго-восточнее мыса Эримо. 44.22° с. ш., 143.9° в. д., M=8,6. H=50 км. Сила 9 баллов. Оползни и обвалы в горах. Трещины в земле длиной до 600 м и шириной до 10 м. Сильные разрушения на железной дороге. Искривлены рельсы. Разрушено 1264 дома. Погибли 27 человек. Цунами до 6,5 м высотой. Сильные афтершоки (*Левый, Поплавская,* 1977).

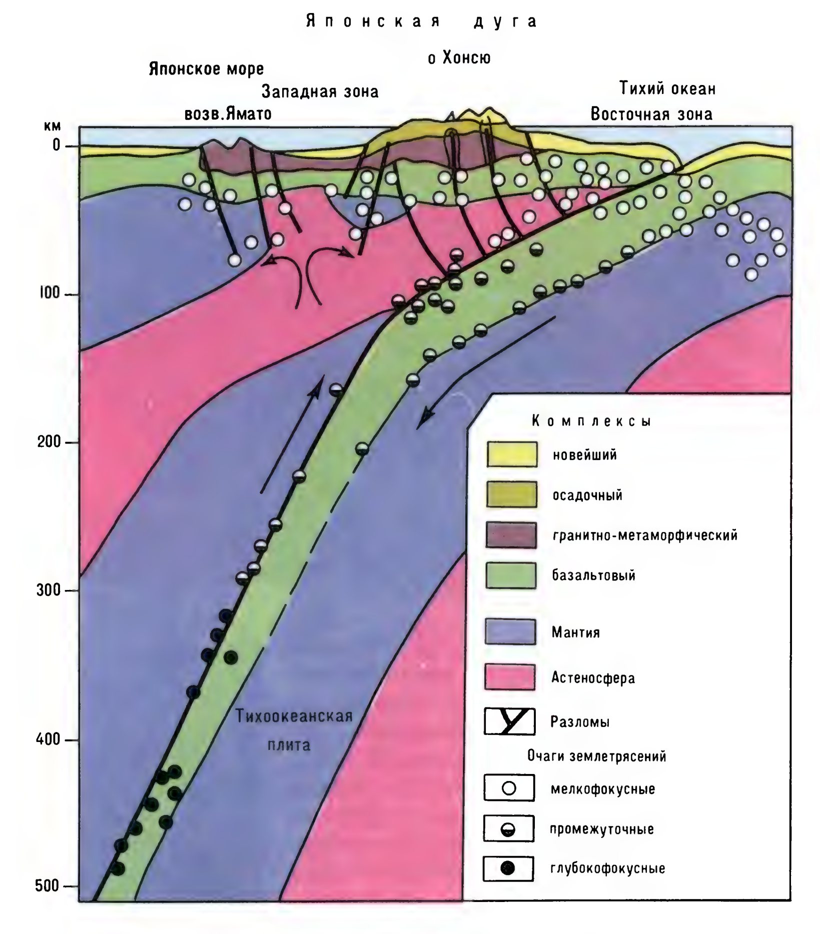
Землетрясение Токачиоки, 1968 г., 16 мая, 00 ч. 48 мин. Эпицентр в 180 км юго-восточнее Сангарского пролива. 40.9° с. ш., 143.5° в. д. M=7,9. H=27 км. Сила 9 баллов. Оползни в горах. Разрушено 676 и повреждено 18 477 зданий в нескольких городах. Многие здания раздавлены оползнями. Сильные разрушения на Хоккайдо и Хонсю. Погибли 48 человек. Без крова осталось 10 тыс. человек. Убытки 250 млн долл. (*Ландырева,* 1972; *Tajima, Kanamori,* 1985; *Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение Уракава, 1982 г., 21 марта, 02 ч. 32 мин. Эпицентр на берегу океана близ гор. Уракава. 42.66° с. ш., 142.76° в. д. M=7,2. H=40 км. Сила 9 баллов. Большое количество афтершоков. Сильнейший из них 21 марта в 10 ч. 22 мин. M=6,3. Обвалы в горах. Разрушения в Уракаве и Мицуиси. Ранено 167 человек. Цунами высотой до 80 м. Сотрясения ощущались на расстоянии до 830 км (*Tanaka et al.,* 1984).

Северная часть о. Хонсю (от Сангарского пролива до зоны Фосса-Магна) отличается продольными по отношению к Японскому глубоководному желобу глыбовыми структурами. Они образуют две продольные зоны: внешнюю — на востоке и внутреннюю — на западе. Внешняя зона образована блоками гор Китаками (на севере) и Абукума (на юге). Осевую часть Северного Хонсю образует горст-антиклинорий хр. Оу. Внутренняя зона образована блоками хребтов: Дева, Асаха, Этиго и грабенами (прогибами) на берегах Японского моря.

Общая схема строения Северного Хонсю вкрест простирания сейсмофокальной зоны Японского желоба выглядит так. Глубоководный (8412 м) Японский желоб сопровождается с океанической стороны широким краевым подводным валом. В желобе сосредоточены эпицентры многочисленных мелкофокусных землетрясений. Континентальный склон желоба примыкает к островодужной подводной террасе. Ей соответствует мелководное прибрежное пространство океана шириной до 200 км. На островодужной подводной террасе сосредоточены многочисленные эпицентры землетрясений, очаги которых связаны с сейсмофокальной зоной на глубине до 100 км. Землетрясения с эпицентрами в желобе и на подводной островодужной террасе образуют Восточную зону землетрясений сейсмического пояса Северного Хонсю. Далее на запад расположены упомянутые ранее литосферные блоки островной глыбы, под которой в сейсмофокальной зоне

Земная кора и землетрясения Японской островной дуги (по Т. Мацумото и др., с изменениями)

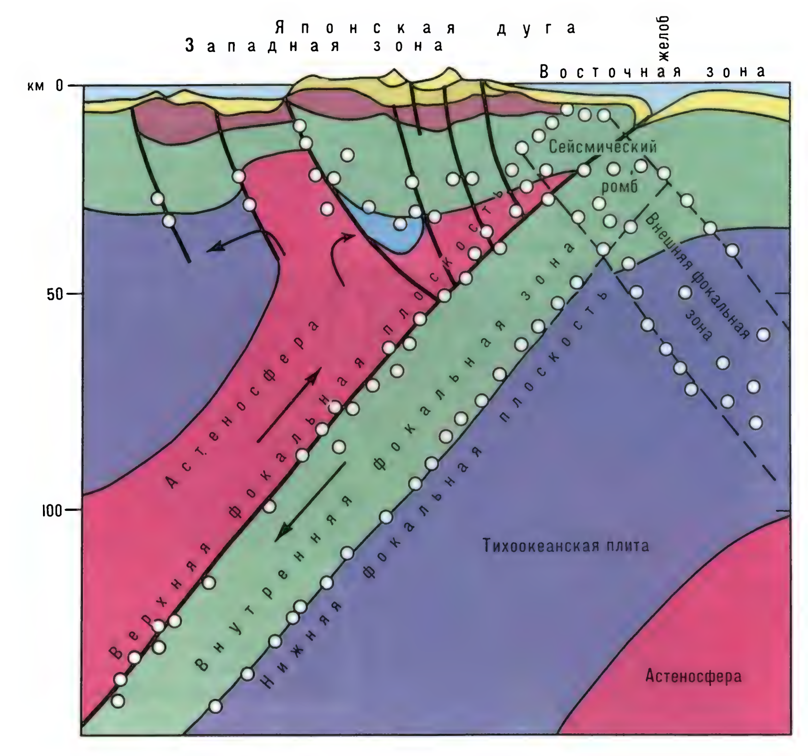


происходят редкие относительно слабые землетрясения. Еще западнее — вдоль побережья Японского моря и в его прибрежной полосе — располагается Западная зона землетрясений сейсмического пояса Северного Хонсю. Здесь происходят землетрясения как мелкофокусные, так и с промежуточной глубиной очагов.

Землетрясения связаны с главной сейсмофокальной зоной (промежуточные) и с разломами, отделяющими островную глыбу от депрессии Японского моря (мелкофокусные). Особенность промежуточных землетрясений Западной зоны состоит в том, что они ощущаются на побережье не только Японского моря, но и Тихого океана, на последнем иногда даже сильнее. Это обусловлено преимущественным распространением сейсмических волн в относительно холодной и плотной океанической литосфере, пододвинутой под Японскую островную дугу по сейсмофокальной зоне. Далее на запад — под Японским морем — располагаются очаги относительно редких, промежуточных и глубокофокусных землетрясений.

Восточная зона землетрясений Северного Хонсю. Распределение очагов землетрясений около Японской островной дуги сложное. Так, в главной сейсмофокальной зоне под дугой имеются две наклонные подзоны — верхняя и нижняя — мощностью до 20—30 км каждая. В них сосредоточено подавляющее большинство очагов мелкофокусных и промежуточных землетрясений. Между ними расположен наклонный асейсмичный слой литосферы мощностью около 30 км.

Кроме главной сейсмофокальной



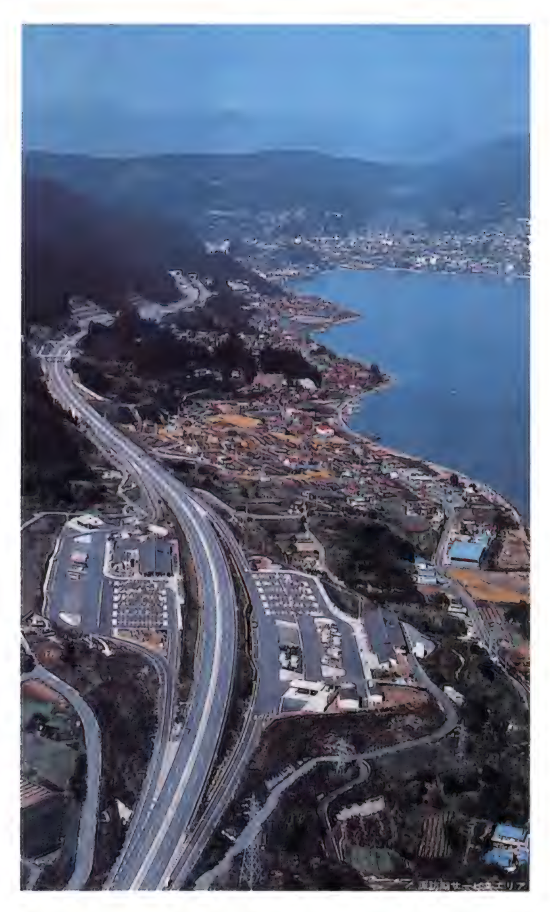
Строение сейсмофокальных зон Японской островной дуги (по A. Hasegawa et al.)

зоны под Японским глубоководным желобом прослеживается внешняя сейсмофокальная зона. Она наклонена от островной дуги в сторону океана и прослеживается до глубины около 100 км.

Главная и внешняя сейсмофокальные зоны пересекаются под островодужным склоном глубоководного желоба и образуют так называемый сейсмофокальный ромб (см. рис.).

При сильных землетрясениях над ромбом и под ним происходят деформации литосферы. Над ромбом ее блоки выдавливаются вверх, что приводит к возникновению цунами (*Hasegawa et al.,* 1979; *Ломтев, Патрикеев,* 1985).

H. Kawakatsu и T. Seno (1983) установили, что количество сильнейших землетрясений (M>8) в Японии уменьшается в направлении на юг. Такие землетрясения (а также землетрясения с M=7) происходят на островодужной стороне глубоководного желоба. Прибрежные районы гор Китаками характеризуются отсутствием сильнейших землетрясений с очагами поддвигового типа. В этой зоне преобладают менее сильные землетрясения. Все сильнейшие землетрясения имеют очаги на глубинах до 40 км. Менее сильные землетрясения (M=6—7) происходят в очагах, расположенных в



Остров Хонсю. Восточная зона землетрясений. Тихоокеанское побережье близ Нагои

главной сейсмофокальной зоне на глубинах 40—60 км.

Восточная зона землетрясений отличается огромным количеством мелкофокусных землетрясений различной силы. На фоне слабых систематически происходят катастрофические сейсмические удары. Они случаются на океаническом склоне глубоководного Японского желоба, а иногда и на краевом подводном валу, сопровождающим желоб со стороны океана. На этом валу океаническая литосферная плита испытывает изгиб вследствие сжатия перед зоной поддвига (см. табл. 60).

Приведем примеры некоторых катастрофических землетрясений в Восточной зоне землетрясений сейсмического пояса Северного Хонсю.

Землетрясение Санрику (трех провинций), 1896 г., 15 июня, 19 ч. 33 мин. Эпицентр в океане, в 200 км восточнее о-ва Хонсю. 39.6° с. ш., 144° в. д. M=7,5. Цунами местами высотой до 24 м на океаническом побережье трех провинций (Мияги, Ивате, Аомори). Погибли 27 122 человека. Ранено 9247 человек. Разрушено 10 617 домов. Цунами достигли Гавайских о-вов, где его высота составила 3 м. Затем, отразившись от берегов Америки, волны цунами достигли Новой Зеландии и Австралии (*Робертс,* 1966; *Соловьев, Го,* 1974; *Гир, Шах,* 1980).

Землетрясение Санрику (трех провинций), 1933 г., 2 марта, 2 ч. 31 мин. Эпицентр в океане, в 250 км к востоку от о. Хонсю. 39.1° с. ш., 144.7° в. д. M=8,3. H=10 км. Цунами высотой до 28 м на побережье Санрику. Разрушено 4086 зданий. Погибли 3012 человек. Опустошен берег на протяжении 800 км. Цунами достигло берегов Калифорнии. Его отраженные волны наблюдались в Новой Зеландии (*Рихтер,* 1963; *Соловьев, Го,* 1974; *Болт,* 1981; *Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение Мияги-Кен-Оки, 1978 г., 12 июня, 8 ч. 14 мин. Эпицентр в океане на подводном континентальном склоне в 100 км восточнее гор. Сендай (38.4° с. ш., 141.9° в. д.). M=7,6. H=42 км. Сила 8 баллов. Разрушено 60 тыс. зданий, мостов, дорог. Погибли 22 человека, ранено 10 тыс. человек. Ущерб 273 млрд йен. Сильные (M=6,3) афтершоки 14 июня 1978 г. (*Matsuda et al.,* 1981; *Моги,* 1988; *Tajima, Kanamori,* 1985).

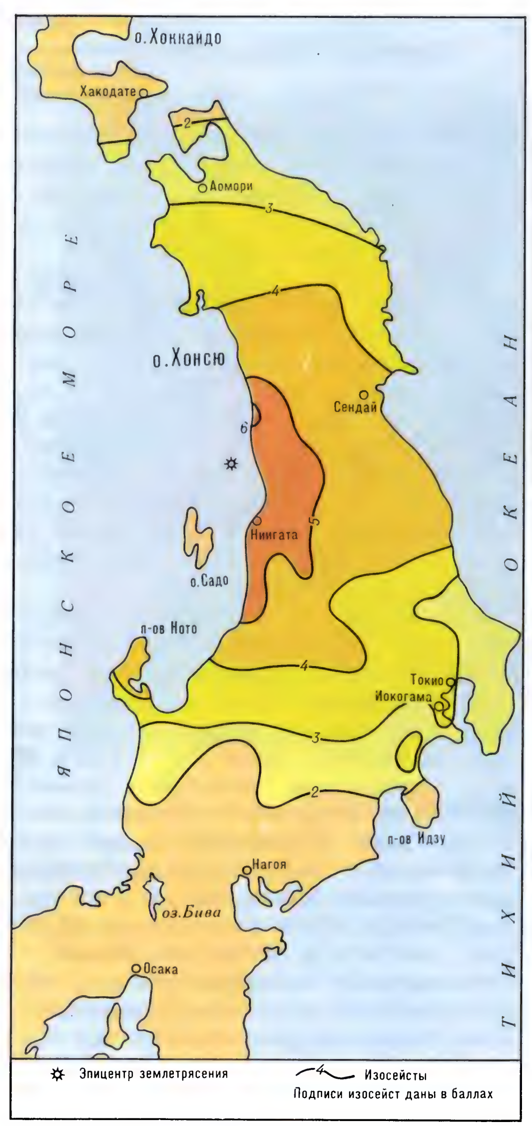
В восточной части этого сейсмического пояса изредка происходят сильные мелкофокусные землетрясения по разломам, ограничивающим древние палеозойские глыбы. Так, под блоком горного массива Абукума 1 июля 1983 г. в 22 ч. 03 мин. произошло довольно сильное (M=6,0) землетрясение с глубиной очага 33 км. Здесь в сейсмофокальной зоне происходят и более глубокие слабые землетрясения. Примером является толчок 5 ноября 1978 г. в 16 ч. 18 мин. 37.19° с. ш., 140.94° в. д. M=5,0. H=170 км.

Аналогичны землетрясения под другим древним блоком — под горами Китаками. Там тоже происходят слабые землетрясения на значительной глубине. Таково землетрясение 13 ноября 1978 г. в 3 ч. 02 мин. 39.57° с. ш., 141.58° в. д. M=5,2. H=110 км.

Западная зона землетрясений Северного Хонсю. В Западной зоне происходит значительно меньше землетрясений, чем в Восточной. Их можно подразделить на две группы. Землетрясения пер-

Таблица 60

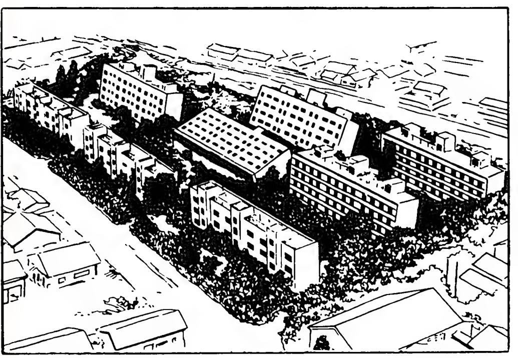
Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*Место нахождения эпицентра*
1896	май	5	36.0	141.0	8,0	
1896	июнь	15	39.6	144.2	8,2	Эпицентры на краевом валу
1896	август	5	38.6	143.0	8,0	Эпицентр на краевом валу
1896	август	31	39.6	140.7	8,2	Эпицентр в хр. Оу
1897	февраль	19	38.0	142.0	8,0	
1933	март	3	39.1	144.7	8,3	Эпицентр на краевом валу
1978	июнь	12	38.38	141.47	7,6	
1981	январь	18	39.03	142.77	7,3	
1982	июнь	23	36.59	141.53	7,3	
1987	февраль	6	37.47	141.72	7,1	



Землетрясение Ниигатское 1964 г. (по Jamaguti)



Наклон домов при разжижении грунта в основании домов



Опрокидывание домов вследствие разжижения грунтов

вой группы обусловлены подвижками в сейсмофокальной зоне Заварицкого—Беньоффа. Это преимущественно слабые землетрясения с очагами на глубине 200—250 км. Землетрясения второй группы обусловлены подвижками в разломной зоне на границе островной дуги и впадины Японского моря. Это сильные и катастрофические толчки, порождающие цунами. В качестве примера можно привести землетрясение Ниигатское.

З е м л е т р я с е н и е Н и и г а т с к о е, 1964 г., 16 июня, 04 ч. 02 мин. В Японском море близ о. Ава, в 70 км к северу от порта Ниигата (38.6° с. ш., 139.2° в. д.). M=7,75. H=57 км. Сила 9 баллов. Обвалы в горах. Разрушение зданий, мостов, дорог. Цунами высотой 6 м. Разрушение волнами порта Ниигата. Пожары и взрыв нефтехранилищ. Опрокидывание многоэтажных зданий. Разжижение водоносных аллювиальных грунтов в долине р. Синано. Опускание больших участков города ниже уровня моря и их затопление. Цунами вынесло на берег десятки кораблей. Большой ущерб в девяти префектурах. Разрушено 24 162 здания и 55 мостов. Погибли 26 человек. Ущерб 1 800 млн долл. Остались без крова 150 тыс. человек (*Kanaj Kiyoshi,* 1966; *Соловьев, Милитеев,* 1968; *Nelson, Ganse,* 1980).

Сходные с Ниигатским условия имело землетрясение в 1983 г.

З е м л е т р я с е н и е Н и х о н к а и - Т ю б у, 1983 г., 26 мая, 3 ч. 00 мин. Эпицентр в Японском море, в 50 км

юго-западнее о. Кюроку. 40.35° с. ш., 139.05° в. д. M=7,7. H=14 км. Сильные разрушения на побережье Японского моря вследствие разжижения грунтов на обширных участках. Цунами на Японском море с высотой волн до 10—14 м. Затонуло 255 кораблей, разрушены порты, шоссейные и железные дороги. Погибли 104 человека. Опускание о. Кюроку на 30—50 см. Землетрясение ощущалось на территории восьми префектур от Хоккайдо на севере до Симане (п-ов Тюгоку) на западе. Убытки 180 млрд иен (*Izumi,* 1983; *Janagisawa,* 1983; *Tamura Choshiro,* 1985; *Tohno Ukuo,* 1986; *Tonouchi et al.,* 1986; *Моги,* 1988).

В направлении на восток глубина очагов землетрясений увеличивается. Таково з е м л е т р я с е н и е 14 февраля 1979 г., 1 ч. 52 мин. В море близ гор. А к и т а. 39.67° с. ш., 140.17° в. д. M=4,9. H=170 км.

Другим примером является землетрясение 24 июня 1983 г., 14 ч. 52 мин. Эпицентр в Японском море близ п-ова Ога. 39.87° с. ш., 139.45° в. д. M=5,3. H=180 км.

Отдельные относительно глубокие землетрясения происходят на границах блоков гор Этиго к востоку от гор. Ниигата. Таково землетрясение 1 октября 1982 г., 16 ч. 54 мин. 37.91° с. ш., 139.50° в. д. M=5,1. H=100 км.

Зона Фосса-Магна. Японская островная дуга пересечена северным продолжением Идзуситито-Бонинской островной дуги по тектонической зоне Фосса-Магна. Эта зона ограничена на западе поднятием Японских Альп в виде трех кулисообразных субмеридиональных хребтов: Акаиси (3192 м), Кисо (2956 м), Хида (3190 м). Восточнее их располагается субмеридиональная полоса межгорных депрессий, занятых долинами рек: Фудзи, Киманаси, Тикума, Сайгава. Восточную часть зоны Фосса-Магна составляют горы Канто на юге и отроги хребта Этиго на севере.

С востока к зоне Фосса-Магна примыкает самая большая в Японии новейшая депрессия Канто, связанная в своем развитии с этой зоной. Она продолжается на юг заливом Сагами-Нада.

Зона Фосса-Магна отличается интенсивной сейсмичностью вследствие сочле-



Японские Альпы. Зона землетрясений Фосса-Магна

нения в ней нескольких сейсмофокальных зон. Главной из них является сейсмофокальная зона северного продолжения дуги Идзуситито — Бонин, или Нампо. Она имеет крутое падение на запад. С юга к ней примыкают северные окончания сейсмофокальной зоны Нансей (в глубоководном заливе Суруга) и сопряжение Японской сейсмофокальной зоны с зоной Нампо (залив Сагами). Все это обусловливает очень сложное строение земной коры в зоне Фосса-Магна, сложное распределение в ней очагов землетрясений. Обычно их подразделяют на две группы — северную и южную.

Северная группа очагов принадлежит глубокофокусным (H=300—400 км) землетрясениям в районе Тюбу (северная часть зоны межгорных депрессий с долиной р. Сайгава). Южнее — в горах Канто — глубина очагов составляет 100—200 км. Еще южнее — в районе депрессии Канто — происходят сильные поверхностные (H от 10 до 60 км) землетрясения.

Район п-ова Идзу и заливов Суруга и Сагами. Этот район очень сейсмичен. Сильные землетрясения зарегистрированы здесь с 841 г. Для грабенов заливов Суруга и Сагами с разделяющим их горстом п-ова Идзу характерна интенсивная блоковая новейшая тектоника и сильные

землетрясения. Примерами их служат землетрясения 1930 и 1965 гг.

Землетрясения Идзу, 1930 г., 25 ноября, 19 ч. 03 мин. Эпицентр на перешейке п-ова Идзу близ Укихаси. 35.05° с. ш., 138.90° в. д. M=7,1. Очаг в земной коре. Большое (около 4500) количество форшоков. Много афтершоков в плейстосейстовой области (60 км в длину и 30 км в ширину), вытянутой по меридиональному разлому в направлении к вулкану Хаконе. Сильные повреждения построек. Разрыв и смещение на 2,4 м по горизонтали железнодорожного туннеля Танна. Рельсы ушли в гранит стенок туннеля. Световые вспышки в атмосфере при сейсмических толчках. Сотрясения ощущались в радиусе 500 км от эпицентра. Разрушено 8099 домов. Погибли 259 человек. Убытки 27 млн долл. (*Рихтер,* 1963).

Землетрясение Сидзуока — Симидзу, 1965 г., 20 апреля, 8 ч. 41 мин. Эпицентр в разломной зоне западного борта грабена Суруга против мыса Омаэ (34.53° с. ш., 138.18° в. д.). M=6,1. H=20 км. Разрушения построек, разрывы и смещения в почве.

Землетрясение Идзу-Осима, 1978 г., 14 января, 03 ч. 25 мин. Эпицентр в море между п-овом Идзу и о. Осима 34.7° с. ш., 139.1° в. д. M=6,9. Очаг на глубине 2—3 км. Сила 8 баллов. Горные обвалы. Повреждения зданий, дорог, трубопроводов. Погибли 25 человек. Ранены 197 человек. Ущерб 25 млрд иен (*Jamachina,* 1978; *Tajima et al.,* 1980; *Thatcher, Savage,* 1982; *Моги,* 1988).

Аналогично описанным было землетрясение 29 декабря 1982 г. в 7 ч. 03 мин. Оно произошло на перешейке п-ова Идзу. 34.88° с. ш., 140.15° в. д. M=6,7. H=70 км.

В заливе Сагами, по меридиональным разломам, происходят частые слабые землетрясения с глубиной очагов в несколько десятков километров. Таково землетрясение 14 августа 1980 г. в 21 ч. 07 мин. 35.04° с. ш., 139.04° в. д. M=5,5. H=60 км.

Севернее п-ова Идзу, на границе депрессии Канто, происходят более сильные мелкофокусные землетрясения. Примером служит землетрясение у гор. Одавара 29 июня 1980 г. в 7 ч. 20 мин. 35.39° с. ш., 139.04° в. д. M=6,9. H=33 км (*Mogi,* 1968).

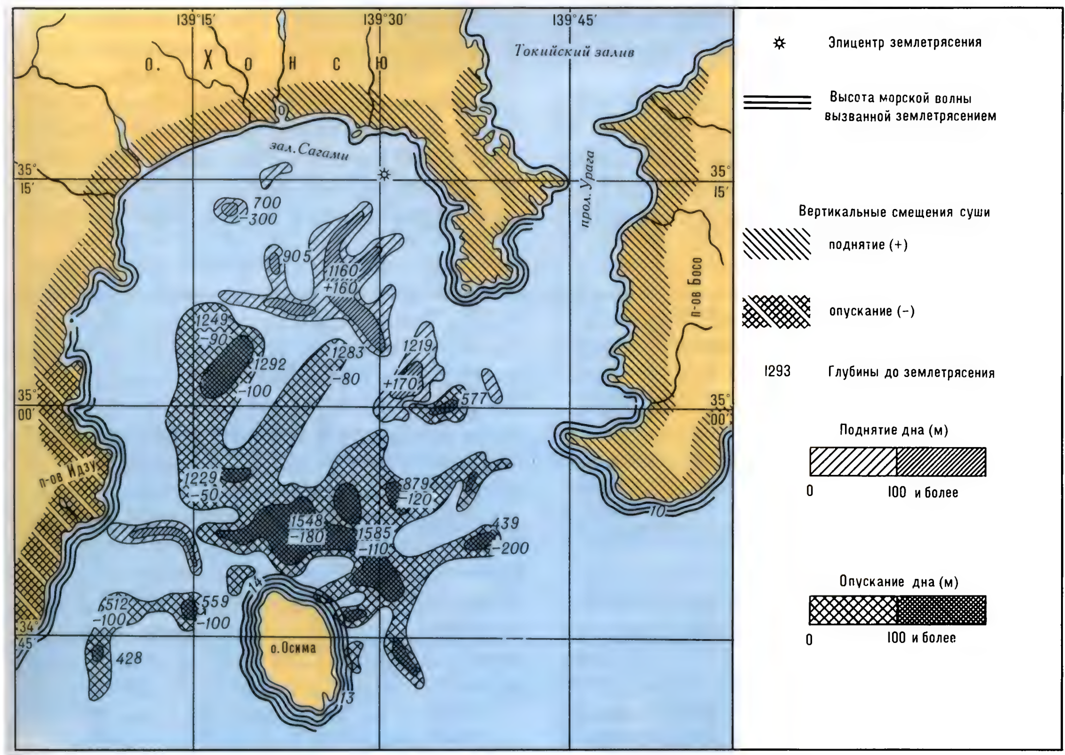
Новейшая депрессия Канто. Депрессия равнины Канто, Токийского залива, частично залива Сагама представляет собой глубокий грабен-прогиб, заполненный толщей неогеновых и четвертичных отложений. Тесная связь формирования этой депрессии с развитием разломов зоны Фосса-Магна обусловливает здесь сильные мелкофокусные землетрясения. Примером служит катастрофическое землетрясение Канто, 1923 г., 1 сентября, 02 ч. 59 мин. Эпицентр в северной части залива Сагами. 35° 15′ с. ш., 139° 30′ в. д. M=8,3. Энергия $7 \cdot 10^{23}$ эрг. Сила 10 баллов. H=30 км. Сильнейшие разрушения в Токио и Йокогаме. Область полного разрушения находится в пределах эллипса с осями 200 и 150 км.

Длинная ось имеет северо-восточную ориентировку. Эта плейстосейстовая область охватила вулкан Фудзияму, п-ова Идзу и Босо, район Йокогамы и Токио. Разрушено и сгорело 653 тыс. домов и промышленных зданий, в том числе в Токио 412 тыс. Грандиозные пожары на нефтехранилище в Токио, Йокогаме, Йокосуке, Одаваре. Гибель кораблей в порту Йокогама из-за разлива горящей нефти. Всего погибли 99 331 человек, из них в Токио 90 тыс. человек, из которых 30 тыс. сгорели во время пожаров. Сгорело 2270 речных судов, многие деревянные мосты. В заливе Сагами произошли деформации дна с опусканием одних блоков до 400 м и поднятием других. Сдвижения больших блоков в горизонтальном направлении (п-ов Босо сдвинулся на 4,55 м к юго-востоку, о. Осима — на 0,9 м к северу). Возникновение цунами высотой до 10 м в заливе Сагами. Смыто более 500 домов. Разжижение насыщенных водой аллювиальных грунтов в долинах рек. Провал в жидкую грязь деревьев и домов. Разрушение железных дорог. Сход поездов с рельсов. Ущерб 15 600 млн долл. (*Ротэ,* 1934; *Мушкетовы,* 1935; *Робертс,* 1966; *Руссо,* 1966; *Цумура,* 1973; *Nelson, Ganse,* 1980). В восточной части депрессии Канто тоже происходят сильные землетрясения.

Землетрясение Токийское (Канто) 1923 г. Разрушения в центре города



Смещение дна в бухте Сагами вследствие землетрясения Канто 1923 г. (по Г. И. Попову)



Землетрясение Канто, 1983 г., 27 февраля, 12 ч. 14 мин. Эпицентр в 50 км западнее гор. Мито, в префектуре Ибараки, на востоке депрессии Канто. 36.36° с. ш., 139.81° в. д. M=6,4. H=50 км. Сила 4 балла (по семибал-

льной японской шкале) в гор. Токио, Йокогаме, Уцуномии, Мито. Разрушение построек и жилых домов. Прекращение движения на железных дорогах. Ранено 11 человек (сообщения печати).

Восточнее океанического берега провинции Ибараки, на шельфе, располагаются эпицентры сильных поверхностных землетрясений. Таково землетрясение 24 сентября 1980 г. близ мыса Инубо. 35.98° с. ш., 139.84° в. д. M=6,5. H=48 км.

В северной части депрессии Канто происходят землетрясения с очагами на глубинах в несколько десятков километров (см. табл. 61).

В горах Канто и Этиго происходят менее сильные промежуточные землетрясения (см. табл. 62).

В этих горах можно особо упомянуть землетрясение Имаити.

З е м л е т р я с е н и е И м а и т и, 1949 г., 26 декабря, 23 ч. 17 мин. В 110 км к северу от Токио и в 7 км к востоку от знаменитого храма Никко. 36.42° с. ш., 139.79° в. д. M=6,25. Очаг в земной коре. Сила 9 баллов. Обвалы в горах. Разрушено 3369 домов. Погибли 9 человек (*Рихтер,* 1963).

Следует отметить, что на юге зоны Фосса-Магна существенное влияние на сейсмичность литосферы оказывает окончание сейсмофокальной зоны Нансей. С ней связаны единичные мелкофокусные катастрофические землетрясения. Примером служит землетрясение 21 января 1906 г. на континентальном склоне желоба Нансей в 100 км юго-восточнее гор. Хамамацу. 34.0° с. ш., 138.0° в. д. M=8,0.

Юго-Западная Япония. Эта ветвь Японской островной дуги протягивается вдоль северной части желоба Нансей. Ее можно подразделить на восточную и западную части.

Восточная часть представлена субмеридиональными (параллельными зоне Фосса-Магна и Японским Альпам) новейшими прогибами и поднятиями. Таков на океаническом побережье прогиб залива Исе с продолжающей его впадиной Нагоя — Гифу. Дальше на север ее продолжает межгорный прогиб Такаяма между хребтами Хида (север Японских Альп) и Рехоку. На побережье Японского моря в этот прогиб входит впадина залива Тояма.

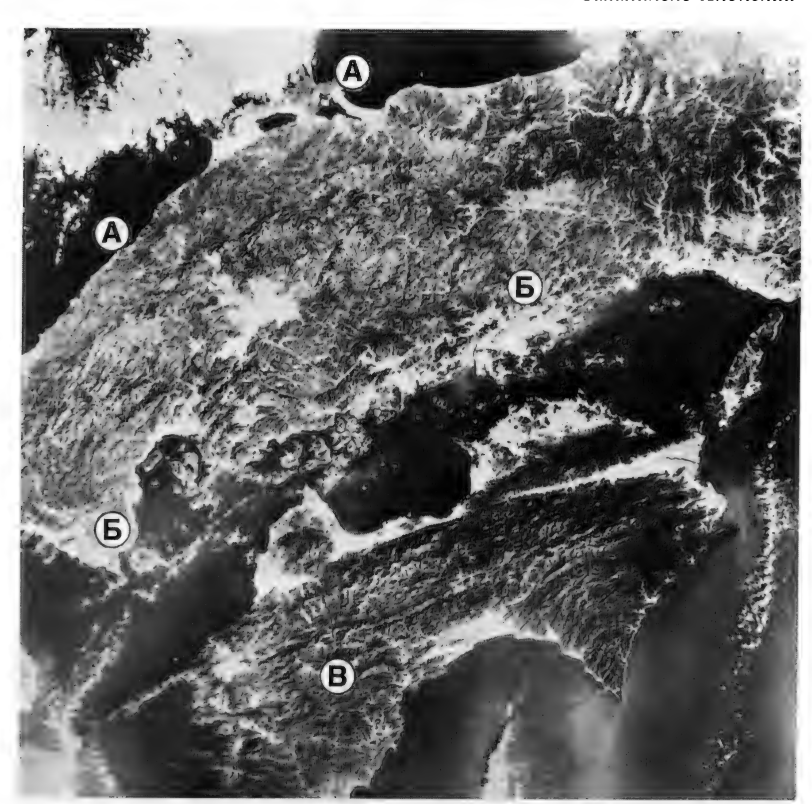
Западнее располагается субмеридиональная полоса поднятий, образованная хребтами Судзука и Рехоку, п-овом Ното (в Японском море). Еще западнее находится главная полоса прогибов. Она начинается на юге заливом Осака и продолжается на север новейшей впадиной Осака — Киото — оз. Бива. На побережье Японского моря в эту полосу входит залив Вакаса и прогибы на побе-

Таблица 61

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1979	август	12	07 ч. 13 мин.	34.94	140.14	6,4	63
1978	январь	14	03 ч. 25 мин.	35.71	139.05	6,9	33
1980	июнь	18	07 ч. 25 мин.	35.97	139.76	5,0	77
1980	сентябрь	24	17 ч. 54 мин.	35.98	139.84	6,4	48
1983	февраль	27	12 ч. 14 мин.	36.36	139.81	6,4	50
1982	март	6	23 ч. 14 мин.	36.94	140.33	6,0	60
1984	сентябрь	18	17 ч. 03 мин.	34.40	141.50	7,0	50

Таблица 62

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ГОРЫ КАНТО							
1981	ноябрь	25	14 ч. 54 мин.	35.88	139.28	5,0	96
1982	декабрь	28	16 ч. 30 мин.	36.15	138.94	4,3	270
ГОРЫ ЭТИГО							
1978	март	20	10 ч. 24 мин.	36.60	139.65	5,8	90
1980	июнь	28	03 ч. 05 мин.	37.13	139.52	4,6	192



Юго-Западная Япония. А. Северная — Япономорская — зона землетрясений; Б. Южная — Среднеморская — зона землетрясений; В. Остров Сикоку с Медианной разломной зоной. Снимок из космоса

режье у городов Фукуи и Канадзава. Таким образом, для восточной части Юго-Западной Японии характерны поперечные к островной дуге и к желобу Нансей структуры, как на о. Хоккайдо.

Западная часть Юго-Западной Японии имеет иную структуру. Здесь, как и на Северном Хонсю, более четко разграничиваются внешняя и внутренняя островодужные зоны. Эту границу проводят по Медианной тектонической линии через п-ов Кии, через северную часть о. Сикоку на о. Кюсю. В западной части Юго-Западной Японии имеется согласное с простиранием северной части желоба Нансей расположение структур. Вкрест простирания островной дуги здесь можно выделить: прерывистый глубоководный (5736 м) желоб, островодужную подводную террасу, внешнее поднятие п-ова Кии на Хонсю и о. Сикоку, прогиб Внутреннего моря, поднятие Тюгоку на о. Хонсю.

Сейсмофокальная зона Нансей оказывает существенное влияние на сейсмичность всей Юго-Западной Японии. С ней связаны мелкофокусные сильные землетрясения с эпицентрами близ желоба. Эпицентры слабых промежуточных и глубокофокусных землетрясений удалены от оси желоба на 200—250 км (см. табл. 63). Эпицентры всех этих землетрясений расположены на подводной островодужной террасе на расстоянии 100—125 км от оси желоба. Это говорит о довольно пологом наклоне сейсмофокальной зоны под дугу в направлении на запад-северо-запад (*Kanamori,* 1972).

Следует, однако, отметить, что изредка и близ самого желоба происходят единичные слабые глубокофокусные землетрясения. Например, 12 октября 1979 г. в 6 ч. 55 мин. 32.93° с. ш., 135.97° в. д. M=4,8. H=450 км.

С субмеридиональными разломами, секущими литосферу прогибов и поднятий **восточной части Юго-Западной Японии,** связаны сильные землетрясения. Здесь выделяется зона прогибов Нагоя — Тояма. В ней происходят слабые и сильные мелкофокусные землетрясения.

З е м л е т р я с е н и е   М и н о— О в а р и, 1891 г., 28 октября. Эпицентр

в межгорном прогибе севернее гор. Гифу. 35.5° с. ш., 136.7° в. д. M=8,0. Очаг в земной коре. Площадь, охваченная сотрясениями, составила 134 722 км^2. В течение двух лет после главного толчка в долине р. Нео произошло более 3 тыс. афтершоков. Разрывы поверхности земли с перемещением блоков до 4 м по горизонтали и до 7 м по вертикали. Большие обвалы и оползни в горах. Образование подпрудных озер в долинах. Разрушено 197 350 зданий. Погибли 7279 человек, ранены 17 393 человека (*Рихтер*, 1963; *Болт*, 1981).

Примером менее сильного землетрясения в том же прогибе служит сейсмический толчок 15 марта 1983 г. в 17 ч. 27 мин., в 50 км восточнее гор. Гифу. 35.42° с. ш., 137.42° в. д. M=6,1. H=40 км.

В южной части прогиба, на океаническом побережье, тоже происходят сильные землетрясения.

Землетрясение Тотоми, 1855 г., 7 ноября. Эпицентр в Тихом океане, близ южного берега района Токаи, центральная часть о. Хонсю. 34.5° с. ш., 137.8° в. д. M=7,1. Цунами с высотой волн до 2 м. Опускание местности вдоль берега близ мыса Омае. Разрушения зданий в окрестностях гор. Хамамацу (*Tsuji Yoshinobu*, 1982).

Землетрясение Микава, 1945 г., 12 января, 18 ч. 38 мин. Эпицентр в заливе Ацуми, в 60 км юго-восточнее Нагои. 34.5° с. ш., 137.0° в. д. M=7,1. Разрушено 33 824 постройки. Разрывы поверхности земли длиной до 9 км. Погибли 1961 человек (*Соловьев, Го*, 1974).

В зоне поднятий Судзука — Рехоку — Ното по разломам, ограничивающим блоки хребтов Рехоку и Хида, происходят сильные землетрясения.

Землетрясение Кита — Мино, 1961 г., 19 августа, 5 ч. 33 мин. В хребте Рехоку, в 70 км севернее гор. Гифу. 36.0° с. ш., 136.8° в. д. M=7,2. H=40 км. Многочисленные афтершоки. Глубина их очагов небольшая — менее 15 км. Оползни в горах. Повреждения дорог (*Kishinouye, Onda*, 1961).

Аналогичное, но более сильное землетрясение произошло в хребте Рехоку 17 июня 1896 г. 35.5° с. ш., 136.6° в. д. M=8,1.

В блоке хребта Хида тоже происходят сильные землетрясения. Землетрясение Наганокен — Сейбу, 1984 г., 13 сентября, 23 ч. 49 мин. Эпицентр у южного подножия г. Онтеик (3063 м). 36.01° с. ш., 137.55° в. д. M=6,8. H=55 км. Сила землетрясения 9 баллов. Серия афтершоков, из которых наиболее сильный (M=6,4) произошел 19 сентября. Большие оползни в горах, сильные разрушения (*Ishibara et al.*, 1986). На южном склоне вулкана Онтеик образовалась горная лавина объемом 36 млн м^3.

Зона прогибов Осака — Фукуи характерна тем, что распределение очагов землетрясений очень сложное. Наряду с мелкофокусными сильными происходят и глубокофокусные слабые землетрясения. Последние свя-

Таблица 63

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ							
1944	декабрь	7	—	33.7	136.2	8,3	30
1946	декабрь	21	—	33.0	135.6	8,5	в.з.н.
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ							
1981	август	25	06 ч. 56 мин.	34.60	136.96	5,3	250
1979	июль	31	07 ч. 39 мин.	35.05	137.37	4,7	256
1983	июль	18	18 ч. 09 мин.	33.88	136.87	4,9	299
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ							
1983	февраль	7	21 ч. 26 мин.	33.30	126.16	4,7	313
1983	январь	15	00 ч. 29 мин.	32.87	136.11	5,7	340
1980	декабрь	18	00 ч. 43 мин.	33.85	136.50	4,9	400

Сброс при землетрясении Мино-Овари 28 октября 1891 г.



Разрушение моста во время землетрясения Мино-Овари



заны с глубинными разломами, отделяющими восточную часть Юго-Западной Японии от ее западной части (см. табл. 64).

Изредка в этой зоне прогибов происходят сильные мелкофокусные толчки.

З е м л е т р я с е н и е   Ф у к у й с к о е, 1948 г., 28 июня, 07 ч. 13 мин. На побережье Японского моря у пос. Маруока. 36.1° с. ш., 136.2° в. д. M=7,3. H=14,5 км. Сила 10 баллов. В эпицентральной области одни блоки поднялись

Таблица 64

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1978	август	31	16 ч. 21 мин.	34.89	135.75	4,8	300
1978	октябрь	8	19 ч. 09 мин.	36.71	136.98	5,3	270
1980	март	31	07 ч. 32 мин.	35.98	135.40	5,7	400

на 4,1 м, другие опустились на 8,4 м. Разрушение трех железных дорог. Опрокидывание поездов, скручивание рельсов. Разрушение мостов и туннелей. Сильные пожары в гор. Фукуи и в других населенных пунктах. Уничтожено 35 500 зданий. Погибли 5390 человек. В гор. Фукуи опрокинуты многоэтажные здания, возведенные на слабых грунтах. Трагическая гибель крестьянки Садако Нанкио: она упала в разверзшуюся трещину шириной 1,2 м, которая в следующее мгновение сомкнулась. Землетрясение ощущалось от гор. Токио до западного побережья п-ова Хонсю (*Рихтер,* 1963).

В западной части Юго-Западной Японии выделяют две зоны землетрясений — Южную и Северную. Южная приурочена к прогибам Внутреннего моря, поднятиям о. Сикоку и п-ова Кии. Реже эпицентры землетрясений располагаются на подводной островодужной террасе к югу от о. Сикоку. На ней прослеживается цепь удлиненных котловин, параллельных желобу Нансей, отстоящих от него на 100—120 км к северо-западу. Возможно, что это выход на дно океана еще одной сейсмофокальной зоны. Тогда возникновение Южной зоны землетрясений можно объяснить ее воздействием.

Южная зона землетрясений. На побережье Внутреннего моря происходят слабые и сильные землетрясения (см. табл. 65).

Кроме слабых происходят редкие катастрофические толчки. Таково землетрясение 2 июня 1905 г. в 05 ч. 39 мин. с эпицентром на берегу Внутреннего моря, в окрестностях гор. Токуяма, в 75 км юго-западнее Хиросимы. 34.0° с. ш., 132.0° в. д. M=8,0. H=100 км.

Еще более сильными были землетрясения Тонанкай и Нанкайдо.

З е м л е т р я с е н и е Т о н а н к а й, 1944 г., 7 декабря, 04 ч. 36 мин. Эпицентр у п-ова Кии. 33.7° с. ш., 136.2° в. д. M=8,3. H=15 км. Цунами. Разрушено 76 158 домов. Погибли 998 человек (*Рихтер,* 1963; *Соловьев, Го,* 1974; *Tajima, Kanamori,* 1985; *Nelson, Ganse,* 1980).

З е м л е т р я с е н и е Н а н к а й д о, 1946 г., 20 декабря, 19 ч. 19 мин. Эпицентр в океане, в 75 км южнее п-ова Кии. 33.0° с. ш., 135.6° в. д. M=8,5. Цунами. Разрушено 34 049 домов. Погибли 1443 человека. Цунами до 6 м высотой (*Kato Teruyuki,* 1983; *Рихтер,* 1963; *Соловьев, Го,* 1974).

Северная зона землетрясений. Впадина Японского моря отделена от литосферной глыбы п-ова Тюгоку разломами, с которыми связаны сильные мелкофокусные землетрясения. В качестве примеров можно привести с востока на запад землетрясения: Танго, Тадзима, Тоттори.

З е м л е т р я с е н и е Т а н г о, 1927 г., 7 марта, 09 ч. 28 мин. В Японском море, в 15 км севернее гор. Танго на п-ове Йоса. 35.45° с. ш., 135.10° в. д. M=7,9. Эпицентр приурочен к северному продолжению субмеридионального разлома долины р. Гомура. Обвалы в горах. Разрывы на почве в долинах рек Гомура и Ямада. Большое количество афтершоков. Разрушено 16 025 зданий. Полное разрушение гор. Минеяма (988 домов). Погибли 3017 человек. Землетрясение ощущалось от Токио (900 км на восток) до Кагосимы (1300 км на юго-запад) (*Рихтер,* 1963).

З е м л е т р я с е н и е Т а д з и м а, 1925 г., 23 мая, 02 ч. 10 мин. Эпицентр на берегу Японского моря в провинции Тадзима, в заливе Цуяма-Ков. 35.45° с. ш., 135.00° в. д. M=6,75. Местное разрушительное землетрясение. Оползни и обвалы в горах. Разломы на поверхности земли. Разрушения домов и пожары в гор. Тоёока. Погибли 395 человек (*Рихтер,* 1963).

З е м л е т р я с е н и е Т о т т о-

Таблица 65

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
1979	апрель	9	13 ч. 13 мин.	34.59	132.84	4,9	70
1979	июль	13	08 ч. 10 мин.	34.02	131.77	6,4	63
1981	июль	16	15 ч. 46 мин.	33.50	132.04	4,9	—

р и, 1943 г., 10 сентября, 08 ч. 36 мин. Эпицентр в Японском море севернее гор. Тоттори. 35.5° с. ш., 134.2° в. д. M=7,4. Сильные форшоки 4 и 5 мая 1943 г. Большое количество афтершоков с глубиной очагов в 6—10 км. Разрушено 13 897 зданий. Погибли 1190 человек (*Рихтер*, 1963).

К этой же Северной зоне принадлежат землетрясения на побережье Японского моря в районе п-ова Симане (см. табл. 66).

Таблица 66

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1983	октябрь	30	16 ч. 52 мин.	35.80	133.71	5,6	38
1978	июнь	3	20 ч. 04 мин.	35.36	132.70	5,8	30

Глава 4

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ КЮСЮ — РЮКЮ

Островная дуга Кюсю — Рюкю имеет длину около 1200 км. Ее северный фланг смыкается с Японской дугой в литосферной глыбе о. Кюсю, а южный — с Филиппинской дугой у глыбы о. Тайвань. Вдоль о. Кюсю и архипелагов Рюкю протягивается глубоководный (7790 м) желоб Нансей — выход на дне океана сейсмофокальной зоны, наклоненной под островную дугу под углом около 45° до глубины 300 км.

Дуга Кюсю — Рюкю заложилась в миоцене на континентальном склоне Азии, т. е. на континентальной литосфере. Для нее характерна относительно большая мощность гранитно-метаморфического слоя земной коры. Поэтому и впадина окраинного Восточно-Китайского моря отличается субконтинентальным типом ее литосферы и небольшими (100—150 м) глубинами моря. Лишь близ дуги Кюсю — Рюкю имеется более глубокая (2999 м) приостроводужная тыловая впадина. Она возникла, как и аналогичные впадины около других дуг, вследствие задугового спрединга литосферы в процессе поддвига Филиппинской плиты.

Дуга Кюсю — Рюкю пересечена диагональными сдвигами. Наиболее крупными из них являются левосторонние сдвиги Токара (29° с. ш.) и Окинава (26° с. ш.). Вдоль них средняя часть дуги (архипелаги Амами и Окинава) сдвинута к востоку на 100—150 км. На северном фланге дуги имеется менее крупный сдвиг между архипелагами Осуми и Токара (30° с. ш.). С зонами сдвигов связаны слабые промежуточные и сильные поверхностные землетрясения (*Shiono et al.*, 1980).

По простиранию островная дуга Кюсю — Рюкю подразделяется на литосферные блоки: Кюсю, Осуми — Токара, Амами — Окинава, Сакисима.

Островная глыба Кюсю имеет сложное строение. Через ее северную часть проходит продолжение Медианной тектонической линии, разделяющей внешнюю и внутреннюю островодужные зоны Юго-Западной Японии. Имеются и другие тектонические линии, разделяющие глыбу острова на несколько блоков. По оси о. Кюсю с севера на юг расположен ряд крупных вулканических кальдер миоценового возраста. В некоторых из них действуют новейшие вулканы.

Остров Кюсю сейсмичен. Огромное количество эпицентров мелкофокусных землетрясений расположено на островодужной подводной террасе и на восточном берегу о. Кюсю. Некоторые из них имели большую магнитуду (см. табл. 67).

В осевой и западной частях о. Кюсю глубина очагов землетрясений увеличивается до 150 км (см. табл. 68).

Катастрофические землетрясения для о-ва Кюсю не характерны. Однако есть сведения о землетрясении 4 сентября 1956 г. на севере о. Кюсю с катастрофическими последствиями. После сильных сейсмических толчков о. Ируюдзима в заливе Беппу Внутреннего моря, у г. Оита (на севере Кюсю), стал быстро погружаться в море. Сейчас бывший остров диаметром 4 км находится под

водой на глубине 20 м. Несколько тысяч человек, живших на острове, вынуждены были покинуть его вскоре после землетрясения.

Литосферный блок Осуми — Токара. Островная дуга Рюкю (Нансей) состоит из нескольких продольных поясов с разными породами. В дуге Рюкю (Нансей) с востока на запад имеется 6 донеогеновых поясов: Кумага, Шимадзири, Кунигами, Мотобу, Ишигаки, Косикидзима. Пояса эти прослеживаются от северного конца дуги до сдвига Окинава (26° с. ш.). В некоторых местах они разделяются продольными разломами со взбросами и сдвигами по ним.

Со сдвигами, секущими островную дугу, и с продольными разломами связаны слабые мелкофокусные землетрясения. Они образуют Восточную и Западную зоны. Около сдвигов происходят землетрясения с промежуточной глубиной очагов (см. табл. 69).

Близ сдвига Токара, ограничивающего блок Осуми — Токара с юга, происходят особенно сильные и даже катастрофические землетрясения. Таковы были сейсмические толчки 24 августа 1904 г. с M=7,9 и 15 июня 1911 г. с M=8,7 (29° с. ш., 129° в. д.). H=160 км. Они сопровождались цунами.

Литосферный блок Амами — Окинава образует среднюю часть о-вов Рюкю (Нансей) между сдвигами Токара и Окинава. Эта часть островов наиболее близко расположена около глубоководного желоба Нансей. Землетрясения представлены здесь преимущественно слабыми и умеренно сильными толчками. Восточная и Западная зоны землетрясений в этом блоке объединены (см. табл. 70).

Иногда в этом блоке происходят и сильные землетрясения, например 16 июня 1938 г. у о. Токуносима (27.8° с. ш., 129° в. д.). M=7,4.

Таблица 67

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
1969	апрель	21	07 ч. 19 мин.	32.1	131.9	6,8	—
1969	сентябрь	17	18 ч. 41 мин.	31.2	131.4	6,7	—
1970	июль	25	22 ч. 41 мин.	32.2	131.8	7,2	—
1979	сентябрь	14	14 ч. 51 мин.	31.1	131.0	6,0	35
1980	декабрь	11	23 ч. 10 мин.	32.5	131.6	6,1	33

Таблица 68

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
1983	июнь	18	21 ч. 29 мин.	33.68	131.88	5,1	110
1983	август	25	20 ч. 23 мин.	33.72	131.40	6,6	100
1978	июль	4	02 ч. 41 мин.	33.12	131.05	6,1	140
1982	июль	5	08 ч. 57 мин.	31.43	130.34	6,0	130
1978	май	23	07 ч. 50 мин.	31.40	130.19	6,7	150

Таблица 69

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
ВОСТОЧНАЯ ЗОНА							
1983	ноябрь	26	23 ч. 15 мин.	30.43	131.03	5,2	48
1980	декабрь	13	16 ч. 32 мин.	30.11	130.69	5,5	60
1973	март	23	19 ч. 43 мин.	29.60	130.40	6,0	
1981	май	23	07 ч. 57 мин.	29.28	130.78	6,3	40
ЗАПАДНАЯ ЗОНА							
1981	ноябрь	25	00 ч. 45 мин.	30.45	129.63	4,9	81 сдвиг
1983	июнь	21	17 ч. 07 мин.	30.38	129.19	5,8	170 сдвиг
1978	сентябрь	12	00 ч. 42 мин.	30.18	129.57	5,4	70

Таблица 70

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1983	март	1	01 ч. 41 мин.	28.93	129.54	4,4	64
1982	август	15	17 ч. 08 мин.	28.68	129.39	5,3	67
1967	ноябрь	26	00 ч. 08 мин.	28.60	130.00	6,0	—
1983	февраль	15	22 ч. 45 мин.	28.41	129.37	5,4	48
1969	декабрь	31	19 ч. 02 мин.	28.40	129.20	6,5	—
1983	июль	10	17 ч. 20 мин.	27.93	128.23	5,4	51
1981	апрель	27	20 ч. 30 мин.	27.90	129.31	6,3	52
1983	август	2	22 ч. 59 мин.	27.80	128.16	5,6	62
1982	апрель	9	11 ч. 51 мин.	26.47	126.38	6,4	60

Литосферный блок Сакисима расположен южнее диагонального сдвига Окинава. Северная часть блока погружена и островов не имеет. Для этой части характерны землетрясения с разной магнитудой. Наиболее сильные из них происходят близ сдвига. Таково землетрясение 3 августа 1968 г. на южном крыле сдвига Окинава близ желоба Нансей (25.6° с. ш., 128.4° в. д., M=6,8). Дальше на запад вдоль линии сдвига расположен эпицентр промежуточного по глубине землетрясения. Оно произошло 18 ноября 1979 г. (25.59° с. ш., 125.87° в. д., M=4,8, H=245 км). Здесь же происходят и мелкофокусные землетрясения. Еще дальше на запад по трассе сдвига 11 марта 1958 г. произошло сильное землетрясение около о. Секиби (25.9° с. ш., 124.5° в. д., M=7,5). Наконец, еще западнее по сдвигу в 1910 г. произошло катастрофическое землетрясение у о-вов Сенто (25.8° с. ш., 123.5° в. д. M=8,3).

В южной части литосферного блока Сакисима происходит ослабление сейсмичности. Относительно редкие сильные мелкофокусные землетрясения происходят только на островодужном склоне желоба Нансей. Таково землетрясение 12 декабря 1981 г. в 4 ч. 52 мин. (24.64° с. ш., 125.71° в. д., M=6,8, H=33 км).

Западнее — в архипелаге Сакисима — происходят слабые мелкофокусные землетрясения. Изредка бывают и более сильные сейсмические толчки (26 марта 1973 г., 2 ч. 37 мин. 24.2° с. ш., 123.9° в. д., M=6,2). Очень сильным является землетрясение Сакисима 26 сентября 1947 г. с M=7,4. Менее сильное землетрясение (M=6,2) произошло 11 сентября 1978 г. в Восточно-Китайском море западнее о-вов Мияко (25.35° с. ш., 124.93° в. д.).

Довольно редко происходят сильные сейсмические катастрофы. Примером служит событие в 1771 г.

Землетрясение Сакисима, 1771 г., 24 апреля, 08 ч. 00 мин. Эпицентр в океане на островодужном склоне желоба Нансей, в 60 км южнее о. Исигаки. 24.0° с. ш., 124.3° в. д., M=7,4. Мощные волны цунами высотой до 11,4 м смыли на о-вах Исигаки и Куросима 2132 дома (погибли 9393 человека), на о. Мияги смыто 1054 дома (погибли 2548 человек). Всего на архипелаге Сакисима было смыто 3137 домов и погибли 11 941 человек (*Соловьев, Го,* 1974).

Отдельные сейсмические толчки происходят в Восточно-Китайском море, западнее южного конца дуги Рюкю. Таковы были землетрясения: 26 апреля 1983 г. в 15 ч. 27 мин. 25.04° с. ш., 122.74° в. д., M=5,9, H=120 км; 11 августа 1983 г. в 1 ч. 36 мин. (26.26° с. ш., 123.77° в. д., M=5,1, H=250 км).

Часть третья

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

На западной и юго-западной периферии Тихого океана развиты межконтинентальные островные дуги. Они образуют две совокупности: Филиппинско-Индонезийскую и Австралазийскую. Эти дуги формировались на палеозойской континентальной литосфере в процессе ее дробления и раздвижения новообразованных блоков. В зонах раздвижения формировались океанический и субокеанический типы литосферы. При этом происходил частичный поддвиг новообразованной литосферы под формирующиеся островные дуги одновременно с главным поддвигом Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферных плит.

В результате этих процессов сформировались очень сложные системы островных дуг с глубоководными желобами, расположенными со стороны Тихого и Индийского океанов и со стороны окраинных новообразованных морей.

Межконтинентальные островодужные пояса имеют сложный петлеобразный план строения. Среди них находятся глубокие внутридуговые депрессии, занятые морями. Сейсмофокальные зоны Заварицкого — Беньоффа в межконтинентальных островных дугах тоже имеют сложную конфигурацию. С ними связаны разнообразные землетрясения, в том числе катастрофические.

Межконтинентальные островные дуги Юго-Восточной Азии формировались в условиях сложного перераспределения горизонтальных движений крупных литосферных блоков. Это побочное следствие поддвига Индостанского литосферного блока под Гималаи и отодвигания литосферных блоков Индокитайского п-ова и Индонезии на юго-восток — вдоль разломов на Суматре и Филиппинах.

Межконтинентальные островные дуги Юго-Восточной Азии можно подразделить на три суперрегиональные системы: Тайвань-Филиппинско-Сулавесскую, Сулавеси-Серам-Тиморскую и Сумба-Яванско-Суматринско-Никобарско-Андаманскую. В них имеется большое количество сейсмических поясов, сложно сочетающихся между собой. Землетрясения очень разнообразны.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТАЙВАНЬ-ФИЛИППИНСКО-СУЛАВЕССКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Суперрегиональная Тайвань-Филиппинско-Сулавесская система островных дуг протягивается на 2500 км. В нее входят: островная глыба Тайвань, архипелаги Батан и Бабуян, Филиппинский архипелаг, о-ва Талауд, островная дуга Сангихе — Минехаса (северная ветвь о. Сулавеси). К этой же системе относятся депрессии срединных морей Сулу и Сулавеси с обрамляющими их недоразвитыми островными дугами Палаван и Сулу. Юго-восточные продолжения этих дуг сходятся на северо-восточном конце о. Калимантан, где тоже происходят землетрясения.

Тайвань - Филиппинско - Сулавесская система островодужных структур и связанных с ними морских внутридуговых депрессий сформировалась в процессе поддвига Тихоокеанской литосферной плиты и встречного движения на юго-восток литосферных блоков Юго-Восточной Азии. Граница между этими крупнейшими тектоническими структурами проходит по глубоководному (10 265 и 10 497 м) Филиппинскому желобу. Юго-восточнее о-вов Талауд эту границу проводят по Молуккскому проливу вдоль островной дуги Сангихе — Минехаса. На Филиппинских о-вах под острым углом к Филиппинскому желобу протягивается Главный филиппинский сдвиг. Он прослеживается по о-вам Лусон, Масбате, Лейте, по восточной части о. Минданао. Этот сдвиг сопровождается сложной системой разломов и является одной из важнейших тектонических структур, обусловливающих сейсмичность островов.

Тайвань - Филиппинско - Сулавесская

система островных дуг имеет несколько сейсмофокальных зон. Главная из них протягивается параллельно Филиппинскому глубоководному желобу вдоль островов Тайвань, Батан, Бабуян, Лусон, Самар, Минданао и далее вдоль островов Талауд и Сангихе, вдоль п-ова Минехаса. Второстепенные сейсмические зоны протягиваются западнее о-вов Бабуян и Лусон вдоль так называемого Манильского глубоководного желоба. Аналогичная сейсмическая зона протягивается на западе Филиппинского архипелага вдоль островов Миндоро, Панай, Негрос. Еще одна плохо выраженная сейсмическая зона протягивается вдоль островной дуги Сулу, ограничивающей с севера впадину внутридугового моря Сулу.

Северный фланг Тайвань-Филиппинско-Сулавесской системы дуг образуют островные глыбы **Тайвань, Батан, Бабуян.** Это двойная островная дуга, сопровождающаяся с запада и востока цепями подводных впадин желобообразного характера. Дуга разделена поперечными сдвигами с расположенными на них впадинами проливов Баши и Лусон на более или менее обособленные литосферные блоки.

О-в Тайвань расположен в сложном тектоническом узле. В нем сходятся Рюкюская и Филиппинская островные дуги и разлом Тайвань, который сечет Филиппиноморскую литосферную микроплиту в юго-восточном направлении. О. Тайвань кулисообразно смещен на запад — к Азии — относительно соседних островных дуг. Он ограничен разломами, к которым приурочены эпицентры землетрясений. Разломы секут островную глыбу Тайваня и обусловливают в его пределах продольные горст-антиклинальные и грабен-синклинальные структуры. С ними тоже связаны эпицентры мелкофокусных землетрясений. Однако наиболее интенсивная активизация литосферы происходит на восточном берегу Тайваня и в расположенных к востоку от него впадинах океана. Здесь и происходят частые (почти ежедневные) слабые и сильные землетрясения. Их очаги приурочены к зоне Заварицкого—Беньоффа, наклоненной на восток под углом 50—60°. Она достигает глубины 180 км (*Tsai Yi-Ben,* 1986). По этой зоне происходит поддвиг Южно-Китайской плиты под Филиппиноморскую плиту. При этом происходит горизонтальное сжатие литосферы в направлении юго-восток — северо-запад. Подавляющее большинство землетрясений имеет очаги в верхней части этой зоны поддвига.

О-в Тайвань имеет сложное геологическое строение. Он подразделяется на четыре зоны: 1) западные складчатые предгорья миоценового и плиоценового возраста, 2) центральный хребет позднепалеозойского и мезозойского возраста, 3) сдвиговую древнюю сейсмофокальную зону продольной долины, 4) зону восточного берегового хребта миоценового возраста. На Тайване ежегодно происходит 377 ощутимых и 1050 отмечаемых приборами землетрясений (*Cheng Ke-Chieh,* 1960) (см. табл. 71).

Особенно сильные и катастрофические землетрясения происходят восточнее Тайваня, в океане, близ глубоководной впадины. Таковы землетрясения 12 апреля 1910 г. (25.5° с. ш., 122.5° в. д., M=8,2) и 24 марта 1911 г. (24.5° с.ш., 124.0° в. д., M=8,1).

На восточном берегу Тайваня тоже происходят сильные землетрясения. Восточно-Тайваньское, 1951 г., 21 октября. 03 ч. 29 мин. Эпицентр в долине р. Тайдун, близ гор. Хуалянь. 23.9° с.ш., 121.6° в. д. M=7,3. H=20 км. Разрушение мостов и дорог. Рой сильных афтершоков (около 2300 сейсмических толчков). Погибли 123 человека (*Cheng Ke-Chieh,* 1960; *Su Chen-Ui,* 1985).

Восточно-Тайваньское, 1951 г., 24 ноября. Эпицентр в районе гор. Тайдун. 22.7° с. ш., 121.1° в. д. M=7,3. H=5 км. Разрушено 2068 зданий. Человеческие жертвы (*Cheng Ke-Chieh,* 1960).

На западном берегу Тайваня тоже происходят катастрофические сейсмические толчки. Западно-Тайваньское, 1935 г., 20 апреля. 22 ч. 01 мин. 24.02° с. ш., 120.8° в. д. M=7,0. Ряд сильных афтершоков. Особенно сильный толчок произошел 16 июля 1935 г. Образование разломов длиной до 15 км. Разрушения. Погибли 3276 человек (*Cheng Ke-Chieh,* 1960; *Рихтер,* 1963).

Тайнаньское, 1964 г., 18 января, 12 ч. 04 мин. 23.4° с. ш., 120.8° в. д. M=6,75. H=33 км. Разрушения в гор. Тайнань и др. Разрушено 903 дома. Погибли 107 человек. Ранены 320 человек.

На Тайване происходили и катастрофические землетрясения: 22 мая 1782 г. с разрушением городов, с сильным цунами (погибли более 40 тыс. человек); 16 марта 1906 г. 22 ч. 42 мин. 23.6° с. ш., 120.5° в. д. M=7,1 (погибли 1258 человек); 12 марта 1966 г. (на северо-востоке острова). M=7,5. Человеческие жертвы (*Nelson, Ganse,* 1980).

Между о-вами Тайвань и Лусон на расстояние 400 км протягивается двойная цепь подводных островодужных хребтов. Вершины их образуют архипелаги Батан и Бабуян. Это глыбовые структуры, ограниченные поперечными сдвигами и продольными сбросами, с которыми связаны частые слабые и сильные мелкофокусные землетрясения. Гораздо реже происходят землетрясения с промежуточными глубинами очагов. Эпицентры землетрясений концентрируются в двух зонах: восточной (122° в. д.) и западной (120° в. д.). Восточная связана с процессами поддвига филиппино-морской литосферы по Северо-Лусонской сейсмофокальной зоне. В этих двух сейсмофокальных зонах поддвиг литосферы происходит навстречу друг другу (см. табл. 72).

Филиппинский архипелаг образуют 11 больших и около 7 тыс. малых островов. Большие можно подразделить на северную, среднюю и южную части. В Северную входят Лусон, Катандуанес, Миндоро; среднюю составляют Самар, Масбате, Лейте, Панай, Негрос, Себу, Бохоль; южную часть образует о. Минданао. В тектоническом отношении Филиппинский архипелаг — совокупность многих литосферных микроблоков, ограничен-

Таблица 71

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1984	ноябрь	26	10 ч. 21 мин.	25.20	121.60	6,25	—
1983	май	10	11 ч. 15 мин.	25.06	121.31	6,00	33
1968	октябрь	20	07 ч. 08 мин.	25.00	122.50	6,00	15
1981	октябрь	29	04 ч. 51 мин.	24.75	121.90	6,4	33
1983	июнь	21	11 ч. 48 мин.	24.68	122.55	6,7	33
1983	сентябрь	7	23 ч. 12 мин.	24.59	122.56	6,1	33
1983	июнь	24	09 ч. 07 мин.	24.56	122.63	6,8	33
1982	январь	23	14 ч. 10 мин.	24.46	121.46	6,3	33
1980	ноябрь	7	12 ч. 37 мин.	24.41	122.54	6,2	26
1983	сентябрь	21	19 ч. 21 мин.	24.40	122.55	6,6	37
1986	ноябрь	14	21 ч. 20 мин.	24.37	121.76	7,8	33
1983	сентябрь	23	12 ч. 29 мин.	24.29	122.52	6,2	33
1966	май	5	14 ч. 10 мин.	24.20	122.50	6,25	—
1968	январь	13	07 ч. 04 мин.	23.20	122.30	6,3	7
1966	март	12	16 ч. 31 мин.	24.30	122.90	7,5	48
1955	сентябрь	22	03 ч.	24.00	122.00	6,8	—
1987	январь	6	05 ч. 08 мин.	24.16	122.05	6,5	33
1968	январь	22	03 ч.	24.00	122.00	6,6	—
1964	январь	18	12 ч. 05 мин.	23.40	120.80	6,75	—
1979	декабрь	2	05 ч. 25 мин.	23.22	121.57	6,2	33
1975	март	23	07 ч. 32 мин.	23.20	122.80	6,8	—
1970	ноябрь	14	07 ч. 58 мин.	23.00	121.60	6,5	—
1968	февраль	26	10 ч. 50 мин.	23.00	121.40	6,9	42
1975	май	23	16 ч. 01 мин.	23.00	122.70	6,5	—
1980	июнь	18	09 ч. 32 мин.	22.57	121.43	6,0	33
1955	апрель	4	11 ч.	22.50	122.60	6,4	—
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1983	апрель	26	15 ч. 27 мин.	25.04	122.74	5,9	120
1982	декабрь	17	02 ч. 43 мин.	25.02	122.06	6,2	100
1983	апрель	26	18 ч. 16 мин.	24.75	121.91	3,00	120

ных субширотными разломами. Выделяют микроблоки: северный Лусон, южный Лусон, Миндоро, Негрос — Минданао, море Сулу, море Сулавеси (*De Boer et al.,* 1980).

Важной особенностью тектоники Филиппинского архипелага является Главный филиппинский сдвиг — звено в Круготихоокеанской цепи сдвигов (*Allen,* 1962; *Кожурин, Трифонов,* 1982).

Главный филиппинский сдвиг делит Филиппинский архипелаг на восточную и западную части. Восточная в своем строении имеет связь с сейсмофокальной зоной Заварицкого—Беньоффа, которая наклонена под острова на запад — от Филиппинского желоба. Она имеет сложное строение и на о. Лусон осложнена еще одной, Северо-Лусонской параллельной зоной, которая выходит на поверхность в продольной долине Кагаян посередине о. Лусон.

Западная тектоническая часть Филиппинских о-вов характеризуется расположением островных блоков вокруг погруженных микроплит морей Сулу и Сулавеси. Эти микроплиты поддвигаются под островные глыбы, в результате чего образуются сейсмические пояса и зоны землетрясений. На Филиппинском архипелаге выделяют две группы зон землетрясений: восточную и западную (*Acharya, Aggarwal,* 1980).

Северные Филиппины. Глыбовые структуры Северных Филиппин представляют собой приподнятое продолжение двойной островной дуги Батан—Бабуян. Так, северная часть о. Лусон — это совокупность двух приподнятых блоков — Сьерра-Мадре на востоке, Центральной Кордильеры и хр. Самбалес на западе. Между ними находятся грабены — Кагуян на севере и Памбанга на юге.

Филиппинский глубоководный желоб к северу от 15 ° с. ш. выклинивается. Его продолжением, смещенным на запад, является глубоководная (5598 м) Лусонская котловина.

Горы восточного побережья огибают Лусонскую подводную котловину дугой, выпуклой на запад. С котловиной связаны эпицентры сильных землетрясений (см. табл. 73).

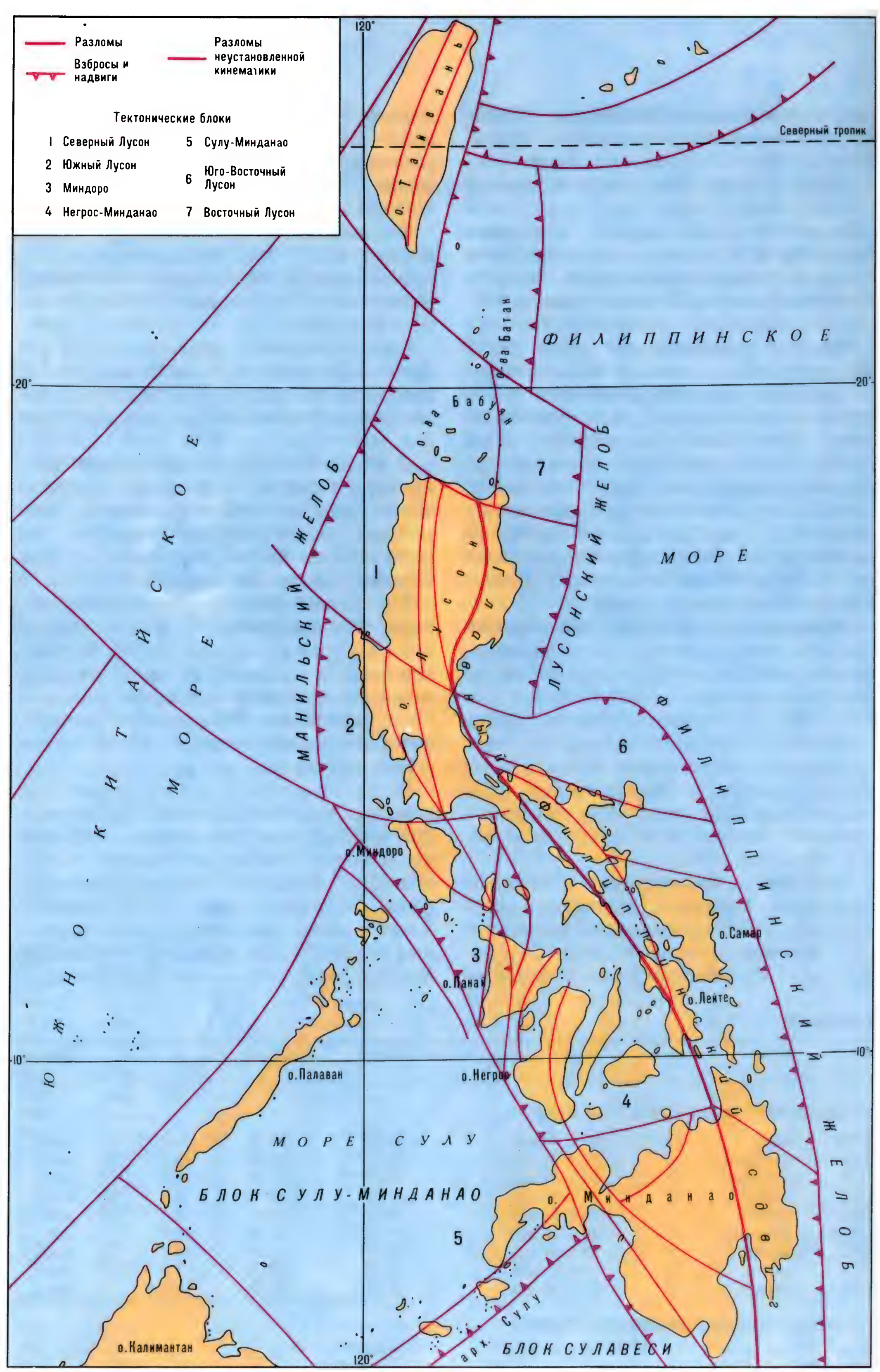
В Южно-Китайском окраинном море вдоль Северных Филиппин протягивается система глубоких желобов. Это выходы сейсмофокальной зоны на дне моря. Южная часть ее известна под названием Манильского желоба (5245 м).

В Северных Филиппинах имеются две зоны землетрясений — в о с т о ч н а я и з а п а д н а я (см. табл 73, 74). Восточная связана с главной сейсмофокальной зоной Филиппинского желоба, западная — с разломами Манильского желоба, который протягивается вдоль о-вов Лусон и Миндоро.

В в о с т о ч н о й з о н е происходит подавляющее большинство землетрясений на Северных Филиппинах. Это мелкофокусные слабые и сильные землетрясения, эпицентры которых расположены в океане близ глубоководного желоба. Реже они находятся на восточном берегу Лусона, еще реже — в долине Кагуян, очень редко — на п-ове Бондок.

Таблица 72

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Зоны*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ								
1979	март	17	00 ч. 40 мин.	20.28	121.59	6,0	33	вост.
1980	октябрь	2	19 ч. 07 мин.	20.17	122.36	6,2	50	вост.
1982	декабрь	28	13 ч. 49 мин.	20.17	121.42	6,5	47	вост.
1982	апрель	19	14 ч. 42 мин.	20.16	120.62	6,5	50	зап.
1982	апрель	17	09 ч. 21 мин.	20.11	120.61	6,8	52	зап.
1983	февраль	9	05 ч. 43 мин.	19.72	120.64	5,9	3	зап.
1981	январь	9	09 ч. 46 мин.	19.59	122.16	6,0	33	вост.
1979	август	26	14 ч. 31 мин.	19.22	122.22	7,1	33	вост.
1981	январь	7	21 ч. 36 мин.	19.14	121.29	6,0	3	зап.
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ								
1983	август	2	02 ч. 17 мин.	20.39	122.26	6,4	150	вост.
1981	июнь	28	08 ч. 02 мин.	21.25	121.90	5,5	120	зап.



Литосферные блоки Филиппин (по Z. De Boer et al.)

В западной зоне землетрясения происходят реже, чем в восточной. Это преимущественно слабые землетрясения. Однако иногда происходят сильные и катастрофические толчки. Эпицентры их находятся в Южно-Китайском море.

На Северных Филиппинах происходят катастрофические землетрясения. Приведем данные о некоторых из них.

Манильское, 1863 г., 3 июня, 19 ч. 20 мин. Эпицентр в Южно-Китайском море у Манильского желоба. 14.5° с. ш., 121.0° в. д. M=6,5. Разрушено 1172 и повреждено несколько тысяч строений. Погибли 400 человек. Ранены 2 тыс. человек. Цунами. (*Соловьев, Го*, 1974).

Западно-Лусонское, 1934 г., 14 февраля, 12 ч. 00 мин. Эпицентр у

Таблица 73

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
О. ЛУСОН							
1977	март	18	21 ч. 44 мин.	17.1	122.3	7,3	—
1977	июль	21	13 ч. 46 мин.	17.0	122.5	7,3	—
1977	март	19	19 ч. 35 мин.	16.8	122.5	6,3	40
1980	март	31	12 ч. 42 мин.	16.14	121.51	6,6	33
1983	май	6	18 ч. 24 мин.	15.89	121.66	6,3	49
1982	март	12	05 ч. 28 мин.	14.38	123.39	6,3	33
1979	декабрь	27	18 ч. 23 мин.	14.17	124.52	6,3	62
1982	январь	24	06 ч. 08 мин.	14.14	124.40	6,7	33
1982	январь	11	06 ч. 44 мин.	14.08	124.43	6,6	33
1977	декабрь	10	23 ч. 05 мин.	14.00	124.80	6,2	25
1982	январь	11	06 ч. 10 мин.	13.86	124.40	7,2	33
1973	июль	5	22 ч. 46 мин.	13.60	124.60	6,4	—
1980	апрель	9	17 ч. 33 мин	13.58	124.75	6,0	33
1979	февраль	23	22 ч. 37 мин.	13.06	124.37	6,2	47
1973	март	17	08 ч. 30 мин.	13.90	122.70	7,4	65
ПЕРИФЕРИЯ ЛУСОНСКОЙ КОТЛОВИНЫ							
1968	август	3	06 ч. 25 мин.	16.6	122.3	6,4	—
1968	август	1	20 ч. 19 мин.	16.4	122.2	7,4	50 цунами
1970	апрель	7	05 ч. 34 мин.	15.8	121.9	7,3	—
1968	август	28	20 ч. 42 мин.	15.6	122.1	6,3	—
1970	апрель	12	04 ч. 02 мин.	15.1	122.2	7,0	—
ЮЖНЫЙ ЛУСОН, П-ОВ БОНДОК							
1973	март	17	08 ч. 31 мин.	13.41	122.87	7,4	44
1971	апрель	29	19 ч. 56 мин.	12.70	122.30	6,5	57

Таблица 74

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
О. ЛУСОН							
1981	ноябрь	22	15 ч. 05 мин.	18.71	120.97	7,0	33
1983	август	17	12 ч. 17 мин.	18.36	120.96	7,1	33
1986	декабрь	29	15 ч. 50 мин.	15.32	119.96	6,4	46
1987	февраль	11	06 ч. 13 мин.	18.89	121.24	6,2	52
О. МИНДОРО							
1981	март	13	18 ч. 22 мин.	13.73	120.86	6,2	115
1983	февраль	3	11 ч. 50 мин.	13.72	120.87	5,4	33
1983	апрель	15	14 ч. 22 мин.	13.60	121.79	5,8	33
1981	октябрь	26	13 ч. 33 мин.	13.59	120.91	5,2	100
1979	август	28	15 ч. 19 мин.	13.39	121.21	5,6	33
1979	август	19	10 ч. 06 мин.	13.24	121.01	5,6	33
1970	февраль	5	22 ч. 06 мин.	12.80	121.10	6,8	—



Средние Филиппины. Слева направо острова Негрос, Себу, Бохоль, море Минданао, западная часть острова Минданао (снимок из космоса)

западного побережья о. Лусон. 17.5° с. ш., 119. 0° в. д. M=7,6. Площадь сотрясений 1 900 тыс. км^2. Цунами. Разрывы телеграфного кабеля в море из-за деформаций морского дна (*Соловьев, Го,* 1974).

Северо-Лусонское, 1949 г., 29 декабря, 03 ч. 05 мин. 18.0° с. ш., 121.0° в. д. Эпицентр в горах Сьерра-Мадре. 17.2° с. ш., 121.8° в. д. Сила 8 баллов. M=6,4. Обвалы в горах. Цунами. Разрушения домов во многих селениях. Гибель людей (*Соловьев, Го,* 1974).

Северо-Лусонское, 1968 г., 1 августа, 20 ч. 19 мин. Эпицентр в море, у восточного побережья на севере о. Лусон. 16.0° с. ш., 122.2° в. д. M= 7,7. H=36 км. Сила 8 баллов. Обвалы в горах. Цунами. Сильные разрушения в городах Касигуране и Маниле. Погибли 207 человек. Ранены 260 человек. Убытки 8 млн долл. (*Соловьев, Го,* 1974; *Nelson, Ganse,* 1980).

Северо-Лусонское, 1970 г., 7 апреля, 05 ч. 34 мин. Эпицентр в море, у восточного побережья на севере о. Лусон. 15.8° с. ш., 121.9° в. д. M=7,3. H=37 км. Более 1200 афтершоков. Погибли 15 человек. Сильные разрушения в гор. Балер. Убытки 1 млн долл.

Землетрясение Северо-Лусонское, 1990 г. 16 июля, 07 ч. 26 мин. Эпицентр в горах Центральной Кордильеры, южнее гор. Багио. 15.83° с. ш., 121.23°в. д. M=8,2. H=45 км. Многочисленные афтершоки. Наиболее сильные из них: 16 июля, 09 ч. 39 мин. (M=6,3); 16 июля, 13 ч. 31 мин. (M=6,0); 17 июля, 18 ч. 06 мин. (M=6,0); 17 июля, 21 ч. 15 мин. (M=6,9); 18 июля, 08 ч. 00 мин. (M=6,5); 20 июля, 15 ч. 11 мин. (M=6,0); 22 июля, 06 ч. 03 мин. (M=6,0); 22 сентября, 20 ч. 54 мин. (M=5,9). Сильные разрушения построек и дорог в Багио, Кабанатуане, Маниле. Обвалы в горах, трещины на поверхности земли. Погибли около 1 тыс. человек. Ранены около 2 тыс. человек. Остались без крова около 200 тыс. человек (Сообщения печати; Оперативный сейсмологический бюллетень ОМЭ ИФЗ АН СССР) (*Normile-Dennis,* 1990).

Средние Филиппины испытывают дробление литосферы и контрастные вертикальные движения новообразованных блоков, часть которых уже опустилась. Поэтому в западной тектонической части Средних Филиппин расположены внутренние моря: Сибуян, Висаян, Камо-

тес, Минданао. Депрессии их образуют продольную по отношению к островной дуге полосу прогибов, параллельную Главному филиппинскому сдвигу.

Западнее внутренних морей протягивается полоса высокоприподнятых островных глыб: Миндоро, Панай, Негрос, Себу, Бохоль. Еще западнее располагается депрессия внутридугового моря Сулу. На дне его вдоль о-вов Панай и Негрос протягивается глубоководный желоб (5576 м) — выход на дне моря сейсмофокальной зоны.

В общем плане Филиппинского архипелага Средние Филиппины выделяются общим смещением их структур на восток относительно Северных и Южных Филиппин. Примечательно, что это происходит между островодужными структурами Палаван и Сулу, ограничивающими микроплиту моря Сулу, которая, по-видимому, пододвигается под о-ва Панай и Негрос. Этим, вероятно, объясняются большие глубины (560—630 км) очагов некоторых землетрясений у о-ва Бохоль и во внутреннем море Минданао (см. табл. 76).

С другой стороны, можно отметить, что на востоке Филиппинский желоб становится у Средних Филиппин узким и глубоким (10 265, 10 497 м). Это свидетельствует о его активизации.

На 9° с. ш. глубина его резко уменьшается до 8500 м, образуя перемычку между следующим к югу более глубоким участком.

В пределах Средних Филиппин также можно выделить восточную и западную зоны землетрясений. Восточная охватывает крайний юго-восток о. Лусон, о-ва Катандуанес, Самар, Мосбате и Лейте. Она представляет собой непосредственное продолжение восточной зоны землетрясений Северных Филиппин. Ее сейсмичность обусловлена движениями литосферы в главной зоне Заварицкого—Беньоффа и по Главному филиппинскому сдвигу. Западная зона землетрясений Средних Филиппин охватывает восточную периферию моря Сулу и о-ва Панай, Негрос, Себу, Бохоль.

Восточная зона землетрясений. В районе о-вов Катандуанес и Самар эпицентры землетрясений приурочены к островодужному склону глубоководного Филиппинского желоба. Это многочисленные слабые и сильные мелкофокусные землетрясения. Иногда здесь происходят сейсмические толчки катастрофической силы. Так, в 1897 г. в районе о. Самар с 8 по 20 октября произошло 4 землетрясения с магнитудой от 7,9 до 8,1. Площадь сотрясения 480 тыс. км^2. Сильные разрушения. Под о. Лейте, расположенным западнее, главная сейсмофокальная зона залегает глубже, чем под о. Самар. Поэтому в районе о. Лейте наряду с частыми мелкофокусными происходят и промежуточные землетрясения (см. табл. 75).

В западной зоне землетрясений очаги расположены как на небольших, так и на промежуточных глубинах. Это обусловлено глубинными поперечными разломами. Особенно глубокие очаги характерны для внутреннего моря Минданао, где поперечный разлом отделяет Средние Филиппины от Южных Филиппин.

В западной зоне происходят и катастрофические землетрясения (см. табл. 76). Приведем примеры.

Землетрясение на о. Себу, 1922 г., 26 февраля, 04 ч. 41 мин. 10.2° с. ш., 124.1° в. д. М=6,25. Сила 8 баллов. Сильные разрушения построек на о-вах Себу, Лейте, Негрос. Цунами. Разрывы подводных телеграфных кабелей (*Соловьев, Го,* 1974).

Землетрясение на о. Негрос, 1922 г., 1 марта, 17 ч. 10 мин. Эпицентр на юго-восточном конце острова. 9.0° с. ш., 122.2° в. д. М=6,0. Сила 8 баллов. Оползни в горах. Цунами. Разрушения зданий (*Соловьев, Го,* 1974).

Землетрясение на о. Негрос, 1925 г., 5 мая, 18 ч. 07 мин. Эпицентр на юго-восточном конце острова. 9.5° с. ш., 123.0° в. д. М=6,7. Обвалы в горах. Цунами. Разрушения зданий. Погибли 17 человек (*Соловьев, Го,* 1974).

Землетрясение на о. Панай, 1948 г., 25 января, 01 ч. 47 мин. Эпицентр в районе гор. Илоило. 10.5° с. ш., 102.0° в. д. М=8,2. Обвалы в горах. Разрушения домов. Погибли 22 человека (*Соловьев, Го,* 1974).

Литосферный блок **Южных Филиппин** представляет собой сложнопостроенный высокоприподнятый о. Минданао. Его строение неоднородно. Восточная часть острова — это меридионально вытянутый вдоль Главного филиппинского сдвига горстовый тихоокеанский хр. Диуата. Он сейсмичен, так как находится в сфере влияния поддвига Тихоокеанской литосферной плиты по сейсмофокальной зоне Заварицкого — Беньоффа. Она наклонена на запад — под Минданао. Западнее хр. Диуата расположен грабен впадины Агусан — Давао, приуроченный к Главному филиппинскому сдвигу. Здесь тоже расположены эпицентры землетрясений. Срединная часть о. Минданао образована Центральной Кордильерой, которая несейсмична.

Западная часть о. Минданао сформировалась под влиянием процессов образования островных дуг Сулу (п-ов Замбоанга) и Сангихе (п-ов Сарангани). Вдоль западного берега о. Минданао, на расстоянии 100—150 км от него, в море

Таблица 75

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ВОСТОЧНЕЕ О-ВА САМАР							
1977	июнь	13	11 ч. 48 мин.	13.2	124.7	6,6	40
1977	август	25	12 ч. 30 мин.	12.9	124.7	6,3	50
1975	октябрь	31	08 ч. 28 мин.	12.8	126.1	7,6	50
1975	июнь	13	06 ч. 08 мин.	12.2	125.5	6,3	—
1897	октябрь	8	—	12.0	126.0	8,0	—
1897	октябрь	19	—	12.0	126.9	8,1	—
1980	октябрь	26	05 ч. 14 мин.	11.70	125.52	6,8	42
1983	февраль	13	15 ч. 10 мин.	11.64	126.14	6,0	33
1983	ноябрь	9	03 ч. 13 мин.	11.57	125.96	6,0	46
РАЙОН О-ВА ЛЕЙТЕ							
1964	июнь	12	15 ч. 56 мин.	11.30	124.90	6,5	200
1982	декабрь	7	23 ч. 25 мин.	10.82	124.72	4,9	101
1981	ноябрь	14	15 ч. 34 мин.	10.13	125.33	4,9	263
1982	октябрь	22	10 ч. 18 мин.	10.75	125.17	5,4	88
1981	июль	4	02 ч. 38 мин.	10.56	124.82	5,9	50
1986	июль	3	14 ч. 40 мин.	10.33	125.96	6,2	33
1979	май	1	00 ч. 39 мин.	9.73	125.43	6,4	3

Таблица 76

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
РАЙОН О. ПАНАЙ							
1975	октябрь	21	23 ч. 06 мин.	11.90	121.60	6,4	—
1973	август	18	08 ч. 25 мин.	11.60	121.50	6,3	—
1973	август	18	08 ч. 26 мин.	11.50	121.40	6,8	14
1979	апрель	12	15 ч. 38 мин.	10.92	122.38	5,7	78
1948	январь	24	—	10.75	122.45	8,2	—
РАЙОН О-ВОВ НЕГРОС, СЕБУ, БОХОЛЬ							
1980	март	31	14 ч. 16 мин.	9.84	121.91	6,6	33
1983	январь	5	04 ч. 28 мин.	9.81	122.22	6,2	22
В МОРЕ МИНДАНАО ЮЖНЕЕ О. БОХОЛЬ							
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	январь	14	11 ч. 36 мин.	9.46	124.24	5,6	500
1981	сентябрь	4	11 ч. 15 мин.	9.94	124.00	6,1	630
1973	сентябрь	20	20 ч. 43 мин.	9.00	123.80	6,3	560
1983	февраль	19	20 ч. 14 мин.	8.75	124.00	5,7	550
1984	март	5	03 ч. 34 мин.	8.27	123.87	6,7	686

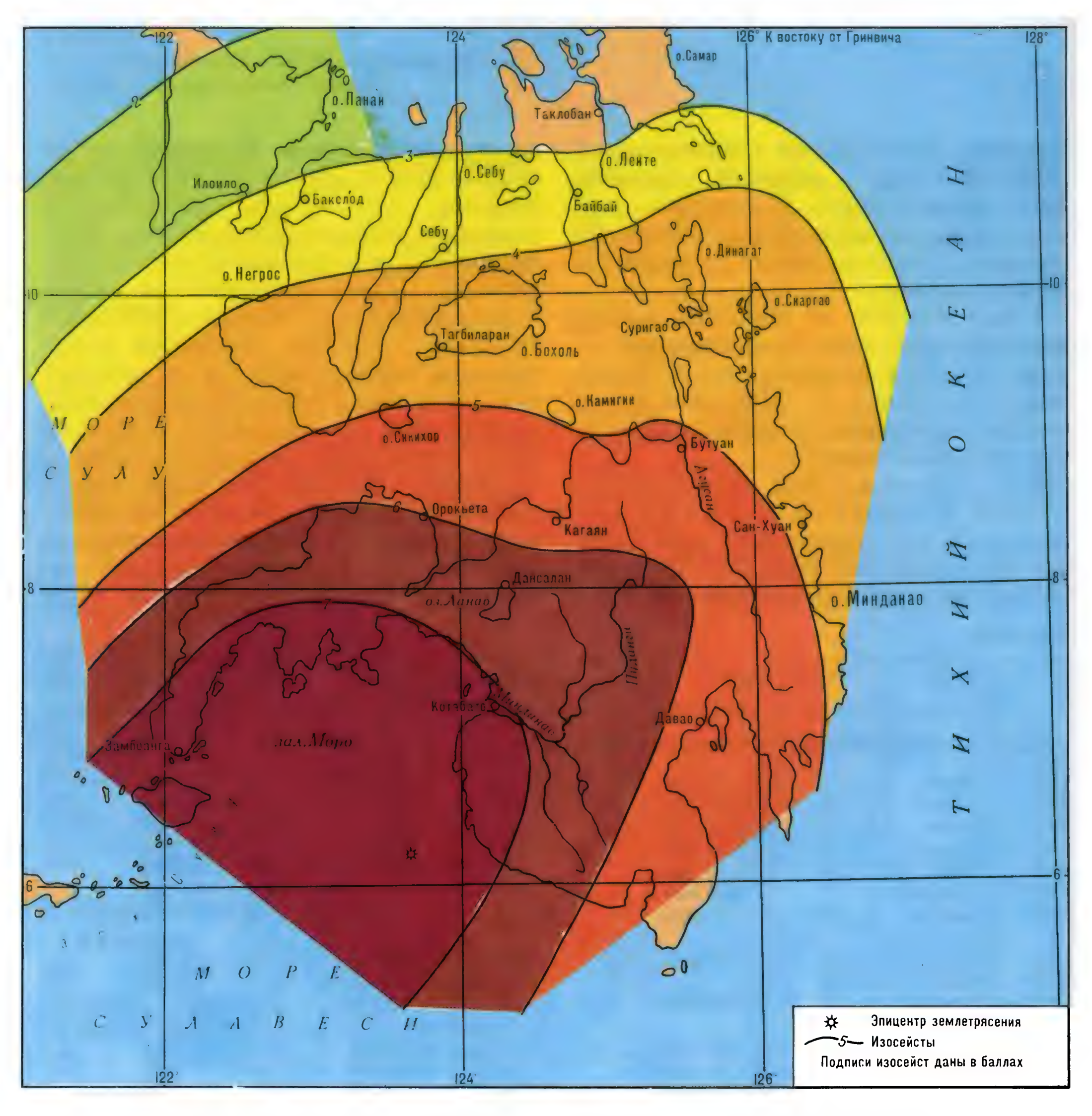
Сулавеси протягивается глубоководный (6220 м) желоб и широкая подводная прибрежная терраса. С желобом, террасой, береговыми хребтами, впадинами связаны многочисленные эпицентры землетрясений.

Таким образом, на Минданао можно выделить две зоны землетрясений — восточную и западную. Вдоль северного берега о. Минданао намечается прерывистая северная зона эпицентров землетрясений.

Восточная зона землетрясений Южных Филиппин продолжает к югу аналогичную зону Средних Филиппин (см. табл. 77). Глубоководный Филиппинский желоб достигает на отрезке против о. Минданао глубин 10 830 и 9535 м, образуя две глубочайшие впадины. От желоба протягивается подводная островодужная терраса. Прибрежный горст притихоокеанской кордильеры Диуата продолжается на юг п-овом Давао, а еще южнее—подводным хр. Давао — Миангас. Эпицентры землетрясений концентрируются на островодужном склоне Филиппинского желоба, на подводной островодужной террасе, на блоке кордильеры Диуата и подводного хр. Давао — Миангас. Это весьма многочисленные слабые и сильные мелкофокусные (реже — промежуточные) землетрясения. Иногда здесь происходят сейсмические катастрофы. Такими были

Таблица 77

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	
ФИЛИППИНСКИЙ ЖЕЛОБ ПРОТИВ О. МИНДАНАО								
1980	июнь	19	08 ч. 32 мин.	10.01	126.34	6,2	33	
1980	июнь	19	06 ч. 41 мин.	10.01	126.34	6,5	100	
1980	июнь	9	12 ч. 42 мин.	9.45	126.42	6,3	67	
1980	июнь	18	17 ч. 15 мин.	9.85	126.28	6,7	33	
1980	июнь	15	08 ч. 03 мин.	9.83	126.21	5,9	33	
1981	февраль	13	11 ч. 08 мин.	9.80	126.31	6,2	50	
1986	апрель	13	05 ч. 42 мин.	9.08	126.09	6,4	33	Кордильеры
1969	март	20	16 ч. 19 мин.	8.80	127.40	6,5	33	
1969	март	20	—	8.60	127.20	6,1	10	
1977	ноябрь	7	17 ч. 09 мин.	8.50	126.40	6,9		Кордильеры
1971	март	16	20 ч. 35 мин.	8.40	127.20	6,5	60	
1981	январь	17	07 ч. 24 мин,	7,63	126.86	6,0	57	
1975	октябрь	26	10 ч. 41 мин.	7.40	126.30	6,1	60	Кордильеры
1970	январь	10	12 ч. 07 мин.	6.90	126.60	7,5	46	
1980	февраль	29	11 ч. 13 мин.	6.62	126.81	6,9	61	
1975	июль	10	18 ч. 29 мин.	6.60	126.80	7,0	40	
1981	май	26	06 ч. 48 мин.	6.53	127.21	6,2	50	
1973	март	9	10 ч. 06 мин.	6.50	127.40	6,3	70	
1968	август	4	11 ч. 41 мин.	6.50	127.00	6,0	—	
1924	апрель	15	00 ч. 20 мин.	6.50	127.50	8,0	—	
1924	апрель	15	—	6.50	126.50	8,3	—	
1983	июль	20	22 ч. 57 мин.	6.34	127.22	6,2	66	
1968	октябрь	24	15 ч. 51 мин.	6.10	127.00	6,4	60	
ФИЛИППИНСКИЙ ЖЕЛОБ ПРОТИВ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ДАВАО — МИАНГАС								
1972	март	9	10 ч. 06 мин.	6.32	127.38	6,9	80	
1979	июнь	16	05 ч. 46 мин.	6.29	126.04	5,0	150	
1980	январь	2	20 ч. 59 мин.	6.29	126.04	7,1	59	
1977	октябрь	26	12 ч. 51 мин.	6.10	126.20	6,2	80	
1979	февраль	11	22 ч. 22 мин.	6.07	125.82	6,2	140	
1980	сентябрь	21	01 ч. 00 мин.	6.07	125.97	6,2	75	
1984	февраль	12	20 ч. 01 мин.	5.88	125.35	6,0	70	
1986	июнь	17	18 ч. 13 мин.	5.85	125.44	7,0	40	
1971	ноябрь	8	22 ч. 43 мин.	5.80	126.50	6,0	180	
1983	январь	12	08 ч. 47 мин.	5.74	126.30	6,1	57	
1983	февраль	20	10 ч. 49 мин.	5.70	126.32	6,4	36	
1983	июль	14	19 ч. 48 мин.	5.67	126.25	6,3	44	



Землетрясение Минданаоское 1976 г. (по С. Накамура)

два толчка 15 апреля 1924 г. (M=8,0 и M=8,3) (*Соловьев, Го,* 1974).

З а п а д н а я з о н а з е м л е т р я с е н и й о. М и н д а н а о имеет сложное строение. Она охватывает глубоководный (6220 м) желоб Котабато и подводную террасу на периферии моря Сулавеси. На суше она охватывает береговой горст Тирурай, грабен Котабато (долина р. Минданао), горст южного п-ова Сарангани. Эти структуры связывают островные дуги Сулу и Сангихе. Интересно отметить, что северный конец дуги Сулу — в п-ове Замбоанга — несейсмичен, а на северном конце дуги Сангихе — в п-ове Сарангани — происходят частые землетрясения.

Сейсмические проявления в западной зоне о. Минданао очень разнообразны. Они связаны с поддвигом микроплиты моря Сулавеси под остров. Здесь происходят многочисленные слабые, сильные, а иногда и катастрофические землетрясения (см. табл. 78).

З е м л е т р я с е н и е Ю ж н о-М и н д а н а о с к о е, 1976 г., 16 августа, 16 ч. 11 мин. Эпицентр в заливе Моро, в 140 км юго-западнее гор. Котабато. 6.3° с. ш., 123.40° в. д. M=7,8. H=25 км. Сила 8 баллов. Шесть слабых форшоков начиная с 20 июля 1976 г. и 40 афтершоков до 6 октября 1976 г. Цунами высотой до 4,3 м на берегах о-вов Минданао и Басилан, на п-ове Замбоанга. Затопление берегов местами до высоты 15 м над ур. м.

Обвалы и оползни в горах, трещины на поверхности земли и на дорогах.

Опрокидывание железобетонных зданий вследствие разжижения грунтов под основаниями. Обрушения мостов. Разрушено 12 183 дома. Погибли 3564 человека, ранены 10 тыс., пропало без вести 1502 человека. Осталось без крова 90 тыс. человек. Убытки 160 млн долл. Сильно пострадали города Котабато и Замбоанга (*Накамура,* 1977; *Stewart, Cohn,* 1979; *Соловьев, Го, Ким,* 1986).

Системы островных дуг Талауд — Сангихе — Минехаса. Юго-западнее о. Минданао, на 1200 км на юг, а затем на запад, протягивается двойная островная дуга, огибающая с востока и юга море Сулавеси. Внешняя зона дуги выражена подводным хр. Миангас — Талауд — Бадунгдуа. Предполагают, что подводный хр. Талауд — Бадунгдуа представляет собой результат скучивания осадков и отторженцев вследствие процессов сближения островных дуг Сангихе и Хальмахера. Однако более вероятна тесная связь этого хребта с дугой Сангихе. Внутренняя зона дуги представлена о-вами Сангихе и п-овом Минехаса (на севере о. Сулавеси). С этими дугами связан Главный сейсмический пояс, который продолжает восточные сейсмические пояса Филиппин.

Северо-Молуккская дуга, или дуга Миангас — Талауд — Бадунгдуа. Подводный хр. Миангас — Талауд — Бадунгдуа протягивается на 800 км. Его вершины образуют острова. Хребет протягивается параллельно о-вам Сангихе, от которых он отделен глубоким (3760 м) желобом-прогибом трога Сангихе. С хребтом связаны многочисленные слабые и сильные мелкофокусные землетрясения (см. табл. 79).

Иногда происходят катастрофические землетрясения. Таким было в 1913 г. землетрясение в районе о-вов Сангихе и Талауд: 14 марта, 16 ч. 45 мин. 4.5° с. ш., 126.5° в. д. M=7,9. Распространение колебаний на площади 7000×3200 км. Сильные разрушения. Погибли 137 человек. (*Fitch, Molner,* 1970; *Соловьев, Го,* 1974).

Островная дуга Сангихе — п-ов Минехаса и восточная часть моря Сулавеси. Островная дуга Сангихе — п-ов Минехаса имеет сложное строение. Архипелаг Сангихе представляет собой внутреннюю вулканическую зону двойной дуги. Она продолжается глыбовым поднятием двух дуг п-ова Минехаса. С внешней стороны эта дуга сопровождается желобообразными впадинами трога Сангихе (3760 м) и прогиба Горонтао (4180 м). По-видимому, это выходы на дне моря сейсмофокальной зоны. С ними связаны большие отрицательные изостатические аномалии. С внутренней стороны дуги Сангихе — в море Сулавеси — вдоль островов протягивается глубокая тыло-

Таблица 78

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ПЕРИФЕРИЯ МОРЯ СУЛАВЕСИ							
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1978	декабрь	12	11 ч. 44 мин.	7.45	123.46	7,5	—
1977	февраль	1	00 ч. 53 мин.	6.60	123.80	6,9	50
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1978	март	27	18 ч. 33 мин.	6.40	123.60	5,2	530
1979	апрель	15	22 ч. 15 мин.	5.77	123.59	6,0	600
1978	май	21	07 ч. 24 мин.	5.59	123.85	5,3	480
ГОРСТОВЫЕ СТРУКТУРЫ ПОБЕРЕЖЬЯ							
1983	январь	15	00 ч. 17 мин.	7.42	124.58	6,2	33
1977	ноябрь	7	20 ч. 49 мин.	6.90	124.00	6,4	—
1980	декабрь	12	21 ч. 07 мин.	6.79	123.96	6,2	3
СЕВЕРНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ О. МИНДАНАО							
1979	май	1	10 ч. 47 мин.	9.51	125.68	6,0	33
1979	сентябрь	11	11 ч. 53 мин.	8.44	124.75	6,0	3

вая впадина (5842 м). Южнее 4° с. ш. она выполаживается. Сейсмофокальная зона наклонена на запад — под микроплиту моря Сулавеси. С ней связан сейсмический пояс, где происходят многочисленные сильные и слабые землетрясения (см. табл. 80).

В сейсмическом поясе дуги Сангихе сейсмофокальная зона находится на глубинах 120—150 км. В 150 км к западу она углубляется до 200—250 км, а в 400 км к западу от дуги — до 600—650 км. Изобаты этой сейсмофокальной зоны имеют меридиональное направление, а в районе п-ова Минехаса оно изменяется на широтное.

Иногда в дуге Сангихе происходят катастрофические землетрясения. Таким было землетрясение 15 августа 1918 г. близ о. Сарангани, в северном конце дуги Сангихе, у о. Минданао. 5.4°с. ш., 125.2° в. д. M=8,1. Некоторые землетрясения в дуге Сангихе сопровождаются цунами. Так, 2 марта 1871 г. в южном конце дуги землетрясение вызвало цунами высотой до 25 м, которое разрушило много домов и погубило 277 человек (*Соловьев, Го,* 1974).

П-ов Минехаса — северная ветвь о. Сулавеси. Это сложный горст, состоящий из двух дугообразных глыбовых структур — восточной и западной. Они сочленяются на меридиане 123° в. д. по разломам, секущим полуостров от бухты Куанданг на северном берегу к оз. Лимбото на южном. Восточная дуга выпукла на юго-восток, западная — на северо-запад.

Южнее п-ова Минехаса, на дне залива Томини и Молуккского моря, имеется выход сейсмофокальной зоны, продолжающейся из района о-вов Сангихе. Это зона Батуи — Томини. Она круто наклонена на север под п-ов Минехаса и под море Сулавеси и осложнена продольными и поперечными по отношению к полуострову разломами. Севернее полуострова, в море Сулавеси, имеется тыловая островодужная впадина глубиной до 5520 м. С ней связывают Северо-Сулавесскую зону поддвига, наклоненную на юг, навстречу зоне Батуи — Томини.

Таблица 79

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ФИЛИППИНСКИЙ ЖЕЛОБ СЕВЕРНЕЕ О-ВОВ ТАЛАУД							
1981	май	13	01 ч. 16 мин.	5.47	127.16	6,6	90
1979	февраль	7	21 ч. 02 мин.	5.37	127.39	6,2	140
1977	август	15	17 ч. 03 мин.	5.30	126.60	5,5	140
1978	апрель	18	17 ч. 27 мин.	5.30	127.30	6,0	130
1969	январь	30	10 ч. 30 мин.	5.10	127.50	7,4	55
1969	февраль	3	21 ч. 42 мин.	4.90	127.70	7,3	—
1969	март	27	12 ч. 41 мин.	4.70	127.80	6,9	—
1981	октябрь	16	14 ч. 41 мин.	4.30	127.92	6,2	37
1969	февраль	2	01 ч. 39 мин.	4.00	128.40	6,3	—
ХРЕБЕТ В Р-НЕ О-ВОВ ТАЛАУД							
1977	январь	19	13 ч. 54 мин.	4.80	126.70	6,2	50
1913	август	14	—	4.50	126.50	8,3	—
1978	декабрь	20	15 ч. 52 мин.	4.40	126.45	6,2	—
1983	август	21	08 ч. 35 мин.	4.12	126.29	6,1	35
1979	декабрь	23	08 ч. 34 мин.	3.79	126.65	6,5	58
1979	октябрь	11	12 ч. 41 мин.	3.49	126.02	5,8	62
ХР. ТАЛАУД — БАДУНГДУА							
1979	апрель	10	01 ч. 42 мин.	3.17	126.90	7,3	43
1982	декабрь	18	00 ч. 41 мин.	2.21	126.45	6,1	36
1979	декабрь	30	21 ч. 19 мин.	1.61	125.57	6,5	58
1982	сентябрь	27	08 ч. 55 мин.	1.37	126.12	6,4	46
1979	май	18	23 ч. 22 мин.	0.92	125.82	6,7	36
1979	октябрь	22	05 ч. 59 мин.	0.84	125.76	6,8	40
1977	февраль	16	10 ч. 40 мин.	0.60	125.90	6,5	50
1979	февраль	3	07 ч. 48 мин.	0.44	125.83	6,1	65

С сейсмофокальными зонами и осложняющими их разломами связаны многочисленные слабые и сильные мелкофокусные и промежуточные землетрясения. Реже происходят катастрофические землетрясения. Так, в восточном конце п-ова Минехаса катастрофические землетрясения произошли 8 февраля 1845 г. у гор. Манадо. Оно вызвало сильные разрушения и гибель людей (*Соловьев, Го*, 1974).

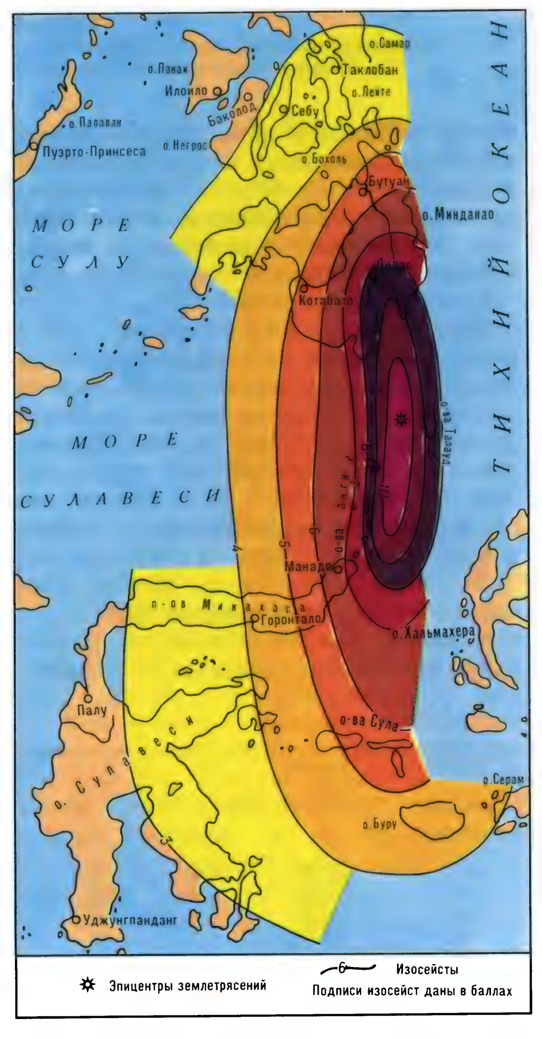
Восточная горстовая дуга п-ова Минехаса очень сейсмична. Здесь происходят не только мелкофокусные, но и промежуточные сильные землетрясения (см. табл. 81).

По данным карты землетрясений Индонезийского региона (*Hamilton*, 1978), к югу от восточной дуги п-ова Минехаса, в прогибе Горонтао, сосредоточено большое количество эпицентров землетрясений, очаги которых расположены на глубинах 100—199 км. В очагах происходят взбросо-сдвиговые деформации. Это говорит о наличии в прогибе Горонтао глубинной крутопадающей сейсмофокальной зоны.

Западная горстовая дуга п-ова Минехаса также сейсмична. Здесь происходят частые землетрясения (см. табл. 82). Реже случаются катастрофические сейсмические толчки. Примером является землетрясение, происшедшее 19 мая 1938 г. в 17 ч. 08 мин. на западном конце западной дуги, на берегу залива Томини, у гор. Донкаланг. 01.0° ю. ш., 120.0° в. д. M=7,9. Оно породило цунами высотой до 15 м. Погибли 17 человек. Смыта пристань в Париги. Погибло много скота (*Соловь-*

Таблица 80

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1980	январь	3	20 ч. 22 мин.	5.79	125.81	6,6	62
1980	январь	8	10 ч. 08 мин.	5.75	125.85	6,6	60
1978	апрель	25	04 ч. 25 мин.	4.91	124.63	6,4	50
1979	декабрь	5	23 ч. 04 мин.	4.43	124.66	5,7	31
1973	март	12	12 ч. 39 мин.	4.20	126.50	5,8	31
1983	февраль	18	14 ч. 51 мин.	3.76	124.95	5,6	33
1979	декабрь	29	10 ч. 15 мин.	3.48	124.44	5,5	43
1973	март	16	00 ч. 52 мин.	2.18	126.60	6,5	11
1983	май	1	15 ч. 25 мин.	2.15	124.69	5,3	3
1978	март	11	04 ч. 18 мин.	2.11	125.69	6,0	70
1973	март	18	11 ч. 06 мин.	2.09	126.65	6,7	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	июль	13	17 ч. 05 мин.	5.84	125.73	5,2	160
1979	ноябрь	19	22 ч. 17 мин.	5.82	125.28	6,6	110
1980	апрель	3	16 ч. 34 мин.	5.59	125.15	5,9	210
1978	февраль	3	14 ч. 34 мин.	5.37	125.45	6,1	180
1972	июнь	19	07 ч. 32 мин.	4.60	124.90	5,9	250
1967	сентябрь	7	07 ч. 12 мин.	2.70	124.20	6,0	270
1978	июль	3	01 ч. 45 мин.	2.35	123.90	5,1	250
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	октябрь	7	17 ч. 49 мин.	5.52	123.08	5,0	600
1970	декабрь	18	23 ч. 50 мин.	5.30	123.60	6,0	530
1982	январь	6	12 ч. 39 мин.	5.01	124.03	5,0	450
1982	июнь	4	15 ч. 22 мин.	4.64	124.25	5,8	360
1981	октябрь	17	20 ч. 04 мин.	4.59	122.62	5,8	650
1983	ноябрь	10	23 ч. 34 мин.	4.38	122.92	5,6	600
1983	май	29	02 ч. 14 мин.	4.29	122.60	5,2	600
1983	январь	24	08 ч. 43 мин.	4.25	122.64	5,7	600
1982	июнь	23	23 ч. 23 мин.	4.12	124.44	6,0	320
1977	август	12	11 ч. 43 мин.	4.00	124.40	6,8	350
1984	март	17	15 ч. 17 мин.	3.88	122.48	5,2	600
1983	январь	11	18 ч. 49 мин.	3.28	122.63	4,9	600
1983	январь	28	03 ч. 15 мин.	2.33	124.13	6,0	350



Землетрясение Сангихе 1918 г. (по С. Л. Соловьеву)

ев, Го, 1974). Такое же землетрясение произошло 14 августа 1968 г. в 22 ч. 14 мин. в районе гор. Д о н к а л а н г. Оно породило цунами высотой 10 м. Волны прошли в глубь суши на 500 м. Погибли 392 человека, ранены 58, пропали без вести 40. Разрушено 800 домов. Погибли плантации кокосовых пальм. Под воду опустился о. Тогиан, где проживало несколько сот человек (*Соловьев, Го,* 1974; *Nelson, Ganse,* 1980). Иногда в западной дуге п-ова Минехаса происходят серии землетрясений. Так, с 16 июля по 1 августа 1983 г. в море Сулавеси, под п-овом Минехаса и в заливе Томини, произошло 102 землетрясения, эпицентры которых располагались на небольшой площади. Сильные землетрясения происходят и в западной части о. Сулавеси вдоль глубинных разломов, пересекающих остров с севера на юг.

Островные дуги Сулу и Палаван. Литосферная микроплита под морем Сулу аналогична микроплите моря Сулавеси, от которой ее отделяет островная дуга Сулу. От Южно-Китайского моря микроплита моря Сулу отделяется островной дугой Палаван. Эти две дуги заканчиваются на северо-востоке о. Калимантан.

О с т р о в н а я   д у г а   С у л у протягивается на 800 км. На северо-востоке в

Таблица 81

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1977	сентябрь	8	02 ч. 23 мин.	0.64 ю. ш.	124.60	6,6	50
1988	май	7	05 ч. 36 мин.	0.34 ю. ш.	123.14	6,4	60
1983	апрель	4	15 ч. 26 мин.	1.17	123.80	5,2	33
1981	июнь	22	10 ч. 20 мин.	1.40	124.72	5,8	47
1981	апрель	10	15 ч. 09 мин.	2.03	123.77	5,4	37
ПРОМЕЖУТОЧНО-МЕЛКОФОКУСНЫЕ							
1979	июль	23	05 ч. 08 мин.	0.30 ю. ш.	123.28	5,2	93
1973	август	26	01 ч. 46 мин.	0.20 ю. ш.	125.00	6,4	85
1979	октябрь	2	01 ч. 47 мин.	0.08	123.63	5,3	93
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1980	октябрь	8	09 ч. 18 мин.	0.14	123.18	6,0	140
1982	март	29	21 ч. 34 мин.	0.18	123.22	6,3	160
1964	ноябрь	21	02 ч. 17 мин.	1.00	124.00	6,0	229
1978	май	27	16 ч. 40 мин.	1.42	124.09	5,3	180
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	апрель	15	20 ч. 10 мин.	0.78	123.40	4,7	300

нее входит глыба п-ова Замбоанга. Своим юго-западным концом дуга охватывает г. Магдалена (1346 м) и хр. Брасси на северо-восточном конце о. Калимантан. Структуры островной дуги Сулу слабо сейсмичны. Так, глыба п-ова Замбоанга несейсмична. Однако юго-восточнее, близ о. Басилан, происходят сильные, хотя и редкие землетрясения. Таким было землетрясение 20 сентября 1897 г. (6° с. ш., 122° в. д. M=8,6). На следующий день сейсмический толчок повторился (M=8,7). По-видимому, эти землетрясения были обусловлены подвижками литосферных блоков в Филиппинской островной дуге (*Соловьев, Го,* 1974).

Северо-западнее дуги Сулу, на дне моря Сулу, параллельно дуге протягивается прерывистый глубоководный (до 5200 м) желоб. По-видимому, он представляет собой выход на дне моря Сулу древней сейсмофокальной зоны. Землетрясения, связанные с ней, происходят на северо-восточном конце о. Калимантан и на ближайших к нему о-вах дуги Сулу (см. табл. 83).

Островная дуга Палаван протягивается от о. Миндоро в Северных Филиппинах до о. Калимантан на 900 км. Дуга слабо сейсмична — землетрясения происходят только близ Филиппин и на северо-восточном конце о. Калимантан, где дуга продолжается хр. Крокер. Можно предполагать, что северо-западнее дуги Палаван, на дне Южно-Китайского моря, в глубоководном (2959 м) проходе Палаван имеется выход на дно моря сейсмофокальной зоны, наклоненной под дугу и микроплиту Сулу. Эта зона слабо сейсмична. Землетрясения происходят на северо-восточном и юго-западном концах дуги (см. табл. 84).

Таблица 82

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	сентябрь	24	19 ч. 47 мин.	0.19	120.84	6,1	40
1968	август	14	22 ч. 14 мин.	0.20	119.80	7,3	25
1981	октябрь	11	00 ч. 36 мин.	0.36	120.99	6,3	43
1979	апрель	22	18 ч. 16 мин.	0.59	122.88	6,3	50
1983	июль	26	20 ч. 15 мин.	0.71	120.18	6,3	65
1979	март	8	14 ч. 56 мин.	1.11	120.54	6,6	3.4
1983	октябрь	16	05 ч. 32 мин.	1.59	120.99	6,4	3
1983	март	30	00 ч. 49 мин.	2.00	122.47	6,1	45
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1970	февраль	15	12 ч. 36 мин.	0.00	122.90	6,4	154
1984	август	6	12 ч. 02 мин.	0.06	122.56	6,6	230
1978	февраль	26	02 ч. 19 мин.	0.12	122.64	5,1	120
1983	сентябрь	16	04 ч. 22 мин.	0.21	122.35	5,5	250
1984	август	15	13 ч. 18 мин.	0.22	122.58	6,1	110
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1983	октябрь	26	10 ч. 46 мин.	1.80	121.97	5,5	500
1984	январь	26	22 ч. 46 мин.	2.76	121.97	4,9	600

Таблица 83

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1981	декабрь	25	00 ч. 28 мин.	5.13	118.24	5,6	33
1984	март	14	00 ч. 34 мин.	5.20	118.45	6,3	33
1977	сентябрь	18	07 ч. 55 мин.	4.10	118.80	5,2	—
1983	март	22	22 ч. 37 мин.	3.83	118.87	5,0	82
1977	июль	26	02 ч. 57 мин.	5.00	118.50	6,3	—
1982	июнь	4	13 ч. 12 мин.	3.05	117.79	5,1	33

Таблица 84

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
1983	январь	25	00 ч. 46 мин.	11.82	120.87	4,7	63
1980	октябрь	23	14 ч. 00 мин.	6.61	117.82	5,3	3
Калимантан							

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СУЛАВЕСИ-СЕРАМ-ТИМОРСКИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Сулавеси-Серам-Тиморская совокупность островных дуг и связанных с ними желобов и морских впадин занимает крайнее юго-восточное положение в системе островных дуг Юго-Восточной Азии. Это область стыка Евразийской литосферной плиты с Индо-Австралийской и Тихоокеанской. Индо-Австралийская плита пододвигается под Евразийскую, в результате чего происходят частые и сильные землетрясения.

Пограничным положением системы обусловлена сложность строения Сулавеси-Серам-Тиморских островных дуг, их петлеобразные очертания в плане, прихотливое расположение глубоководных внутридуговых впадин на месте погруженных литосферных микроплит и микроблоков. Сейсмофокальные зоны этих дуг образуют сложную систему, огибающую глубокопогруженную микроплиту под морем Банда. В ней прослеживаются очаги землетрясений глубиной до 780 км (*Hamilton,* 1978).

Особую роль в строении Сулавеси-Серам-Тиморской системы островных дуг играет структура о. Сулавеси, который связывает эту систему с Тайвань-Филиппинско-Сулавесской системой островных дуг. Сулавеси — изостатически неуравновешенный блок литосферы. Это самый гористый остров во всем Индонезийском регионе.

Вокруг погруженной микроплиты Банда расположена двойная островная дуга Банда. Она состоит из внешней и внутренней зон и разделяющей их внутридуговой депрессии. Дуга образует петлю, выпуклую на восток.

В пределах Сулавеси-Серам-Тиморской системы островных дуг можно выделить следующие сейсмические зоны: Восточно-Сулавесскую, зону северного крыла дуги Банда, зону южного крыла дуги Банда, Танимбар-Тиморскую, переходную зону от моря Банда к морю Флорес.

Восточно-Сулавесская дуга. Восточный и Юго-Восточный п-ова Сулавеси образуют горстовую дугу, выпуклую на запад и огибающую жесткий литосферный блок так называемой шпоры Сула (о-ва Бангай, Сула, Оби). Структуры полуострова сочленяются в перешейке Талауд-Бангдуаской дуги. На перешейке Посо Восточно-Сулавесская дуга примыкает к Западно-Сулавесскому блоку, который отделен от нее меридиональным сдвигом Палу—Коро. Восточное крыло сдвига смещено на север, а западное — на юг. Его увязывают с разломом Матана, который сечет Юго-Восточный п-ов Сулавеси (*Hamilton,* 1978).

Со сдвигом Палу—Коро и с Восточно-Сулавесской дугой связаны мелкофокусные землетрясения (см. табл. 85).

Примером сейсмической катастрофы является Восточно-Сулавесское землетрясение 1969 г. Оно произошло 23 февраля в 00 ч. 37 мин. 3.01° ю. ш., 118.08° в. д. M=6,9. H=13 км. Цунами на западном берегу о. Сулавеси высотой до 4 м. Сильные разрушения зданий в населенных пунктах и мостов в долинах рек. Повреждения плантаций. Погибли 600 человек (*Соловьев, Го,* 1986; *Nelson, Ganse,* 1980).

Иногда по сдвигу Палу—Коро происходят серии толчков, как, например, в марте 1985 г. (см. табл. 86).

Северное крыло островной дуги Банда. Зона имеет сложную структуру. Ее внешняя часть образована о-вами Буру и Серам и сопровождается с севера глубоководным (5315 м) желобом моря Серам. К югу от о. Буру находится короткий, но глубокий (5780 м) желоб, а южнее о. Серам расположено северное

окончание глубоководного желоба Банда (7440 м). Таким образом, о-ва Буру и Серам сопровождаются желобами с севера и с юга. Их сейсмофокальные зоны различны. Так, в сейсмофокальной зоне желоба моря Серам происходят только мелкофокусные землетрясения, а в желобе моря Банда наряду с мелкофокусными — промежуточные и глубокофокусные.

Сейсмофокальная зона желоба моря Серам имеет форму поверхности, круто наклоненной на юг под о-ва Буру и Серам. С ней связаны мелкофокусные слабые и сильные землетрясения. Глубина их очагов на западе не превышает 60 км, но на востоке увеличивается до 90 км (см. табл. 87).

Иногда в зоне моря Серам происходят и катастрофические землетрясения. Примером является толчок 30 сентября 1899 г.

Землетрясение Серамское, 1899 г., 30 сентября, 01 ч. 42 мин. Эпицентр на юго-западном конце о. Серам. 3.0° ю. ш., 128.5° в. д. M=7,8. Сильные разрушения во многих селени-

Таблица 85

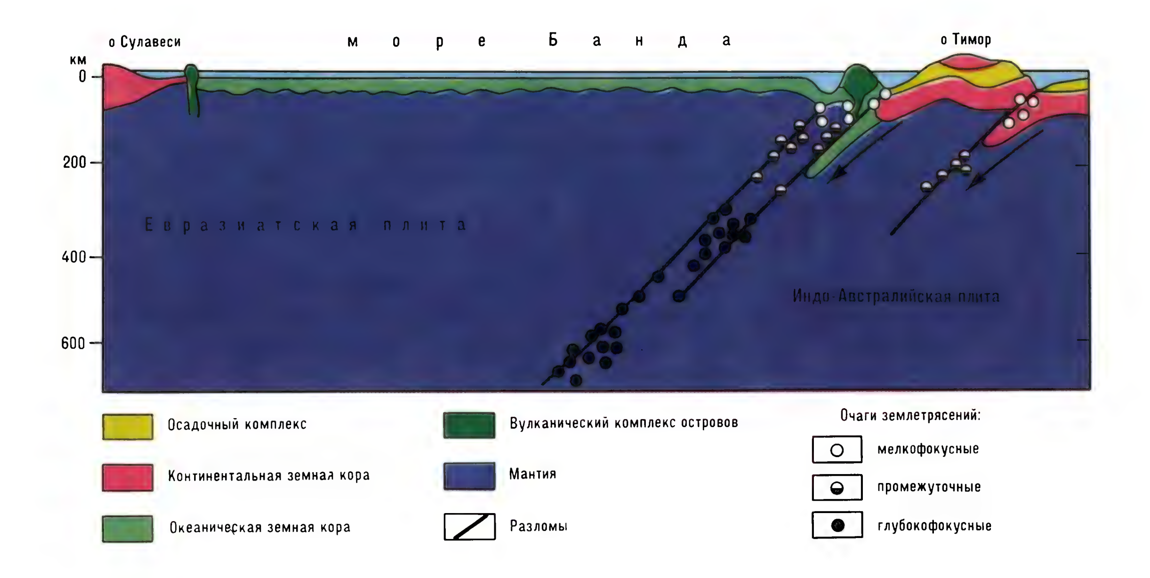
Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
СДВИГ ПАЛУ — КОРО							
1971	май	7	00 ч. 21 мин.	2.60	119.60	6,3	35
1979	сентябрь	29	12 ч. 42 мин.	2.71	119.61	6,2	34
1984	январь	8	15 ч. 24 мин.	2.71	119.02	6,9	34
1969	февраль	23	00 ч. 37 мин.	3.00	119.00	7,3	13
ВОСТОЧНО-СУЛАВЕССКАЯ ДУГА							
1968	июнь	7	11 ч. 57 мин.	1.80	120.20	6,7	49
1977	май	28	05 ч. 52 мин.	1.80	120.50	6,5	—
1980	ноябрь	5	18 ч. 15 мин.	3.49	123.16	6,3	50
1983	июнь	9	20 ч. 27 мин.	5.85	122.67	6,3	50

Таблица 86

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1985	март	1	12 ч. 52 мин.	01.6	119.8	5,5	33
	—»—	—»—	17 ч. 11 мин.	01.5	119.6	6,7	34
	—»—	—»—	18 ч. 43 мин.	02.5	120.0	5,6	33
	—»—	—»—	22 ч. 21 мин.	01.8	119.9	5,2	33
	—»—	—»—	22 ч. 22 мин.	01.9	120.1	6,3	33
	—»—	6	01 ч. 06 мин.	01.4	119.8	5,4	33
	—»—	12	06 ч. 12 мин.	02.2	119.5	5,5	33

Таблица 87

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЗОНЫ							
1979	сентябрь	21	15 ч. 08 мин.	3.06	126.99	5,6	33
1983	март	12	01 ч. 37 мин.	3.53	127.58	7,0	44
1983	март	12	00 ч. 54 мин.	3.58	127.71	6,5	60
ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЗОНЫ							
1978	февраль	19	12 ч. 20 мин.	3.59	129.01	6,2	80
1979	ноябрь	5	16 ч. 45 мин.	2.49	129.09	5,2	80
1983	январь	29	00 ч. 35 мин.	2.26	129.64	4,6	90
1982	июнь	22	14 ч. 56 мин.	2.94	129.71	6,1	37
1982	август	11	10 ч. 43 мин.	2.93	130.19	6,3	76



Земная кора и землетрясения депрессии моря Банда (по А. Барберу, с изменениями)

ях. Погибли 1270 человек в районе залива Телути и 2460 человек в районе залива Элпапути (в 75 км восточнее). Ранено 384 человека. Огромные убытки (*Соловьев, Го,* 1974).

С е в е р н ы й ф л а н г с е й с м о ф о к а л ь н о й з о н ы м о р я Б а н д а. Северное крыло дуги Банда имеет внутреннюю островодужную зону из мелких вулканических островов, которые являются вершинами подводных хребтов. Это о-ва Тукангбеси, Лусипара, Банда.

Сейсмофокальная зона под морем Банда имеет сложное строение — воронкообразная форма поверхности на востоке и желобообразная на западе. Ось желобообразной поверхности протягивается по параллели 6° ю. ш. и погружается на запад. С зоной связаны весьма многочисленные слабые и сильные мелкофокусные, промежуточные и глубокофокусные землетрясения (см. табл. 88).

Южное крыло островной дуги Банда. Его структура аналогична строению северного крыла. По внешнему контуру дуги протягивается глубоководный (3310 м) Тиморский желоб — выход на дне моря сейсмофокальной зоны, наклоненной на север под о. Тимор. Она представляет собой область поддвига Индо-Австралийской плиты. Севернее желоба располагается внешняя островодужная цепь о-вов Танимбар, Бабар, Лети, Тимор. Она ограничена с севера глубоководным (7440 м) внутридуговым желобом Банда, соответствующим выходу главной сейсмофокальной зоны ее южного фланга. Еще севернее расположена внутренняя островодужная цепь вулканических о-вов: Дамар, Барат, Алор, Солор (*Hedervari, Papp,* 1981; *Michael-Leiba,* 1984).

Т и м о р с к и й ж е л о б протягивается на 900 км в субширотном направлении по границе эпиконтинентального мелководного Тиморского моря на краю Индо-Австралийской плиты. Вследствие поддвига последней в сейсмофокальной зоне происходят слабые и сильные мелкофокусные и промежуточные землетрясения (см. табл. 89). Промежуточные землетрясения приурочены к району о-вов Танимбар (*Mc Caffrey, Nabelek,* 1986). Некоторые из них достигают значительной силы. Примером является событие 1983 г.

З е м л е т р я с е н и е м о р я Б а н д а, 1983 г., 24 ноября, 05 ч. 30 мин. Эпицентр в море Банда, в 140 км северо-восточнее о. Тимор. 7.6° ю. ш., 128.2° в. д. M=7,3. H=180 км. Главному толчку предшествовали форшоки 20 и 23 ноября с H=54—55 км. Главный толчок был двойным (повторился с M=6,2 через доли секунды). Затем последовала серия афтершоков до 26 декарбя 1983 г. Из них наиболее сильным был афтершок 12 декабря 1983 г. в 9 ч. 26 мин. с M=6,2. Его очаг был на глубине 164 км.

Землетрясение было отмечено в сей-

Таблица 88

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1975	январь	14	19 ч. 49 мин.	4.80	130.20	6,5	70
1979	апрель	1	07 ч. 16 мин.	4.63	129.91	6,1	39
1979	ноябрь	3	23 ч. 18 мин.	4.21	129.63	6,4	60
1979	декабрь	7	16 ч. 13 мин.	4.04	129.56	5,9	60
1977	июнь	19	07 ч. 25 мин.	5.10	126.50	6,50	50
1980	май	15	18 ч. 58 мин.	5.46	125.20	6,4	3
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	март	2	18 ч. 41 мин.	5.82	130.65	4,9	190
1982	декабрь	30	17 ч. 50 мин.	5.99	130.50	4,5	198
1982	август	16	01 ч. 27 мин.	6.00	129.58	5,0	160
1983	июль	17	10 ч. 22 мин.	5.48	129.55	4,7	118
1983	апрель	20	11 ч. 02 мин.	5.45	129.54	4,9	250
1979	август	17	20 ч. 20 мин.	4.33	127.86	5,6	210
1978	ноябрь	17	18 ч. 17 мин.	4.55	127.47	5,4	150
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1983	июнь	18	11 ч. 30 мин.	4.13	130.60	4,4	346
1979	ноябрь	28	05 ч. 05 мин.	5.92	129.64	5,0	337
1983	май	9	01 ч. 22 мин.	5.96	129.12	5,1	300
1981	апрель	6	23 ч. 30 мин.	4.92	128.12	4,8	400
1978	март	27	21 ч. 52 мин.	5.34	127.50	5,1	360
1978	февраль	21	07 ч. 14 мин.	5.01	125.23	6,1	470
1979	май	13	17 ч. 31 мин.	4.07	123.02	5,7	530

Таблица 89

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
РАЙОН О-ВОВ ТАНИМБАР							
1981	май	22	02 ч. 55 мин.	6.39	132.31	6,4	90
1980	ноябрь	19	20 ч. 33 мин.	6.04	131.46	5,5	100
1982	ноябрь	22	00 ч. 28 мин.	7.01	130.01	5,5	110
РАЙОН ВОСТОЧНЕЕ О. ТИМОР							
1983	август	4	15 ч. 15 мин.	8.14	128.50	5,2	69
1981	январь	26	11 ч. 26 мин.	8.03	127.43	6,0	68
ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ О. ТИМОР							
1982	январь	25	21 ч. 43 мин.	8.30	125.77	5,4	33
1977	август	27	07 ч. 12 мин.	8.00	125.30	7,2	50
1980	май	17	05 ч. 59 мин.	8.25	125.08	5,9	33
1978	март	27	10 ч. 36 мин.	8.53	125.03	6,4	70
ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ О. ТИМОР							
1970	июнь	28	01 ч. 30 мин.	8.70	124.20	6,9	41
1982	февраль	4	19 ч. 06 мин.	8.92	124.13	5,4	27
1983	май	8	17 ч. 19 мин.	8.12	124.05	5,1	56
1982	август	2	10 ч. 49 мин.	8.49	124.00	5,5	33
РАЙОН ЗАПАДНЕЕ О. ТИМОР							
1975	июль	30	09 ч. 17 мин.	9.90	123.70	6,0	—
1982	май	26	07 ч. 58 мин.	9.59	123.53	5,4	3

смофокальной зоне, которую связывают с поддвигом северной окраины Индо-Австралийской плиты. Сжатие в очаге происходило в субгоризонтальном, а растяжение — в субвертикальном направлениях.

Южный фланг сейсмофокальной зоны моря Банда представляет собой как бы зеркальное отражение северного ее фланга. По южному флангу расположены о-ва Ветар, Алор, Ломблен, Солор, Флорес. Севернее о. Флорес находится узкий и короткий, но глубокий (5234 м) желоб Флорес. Под островную дугу на большую глубину погружается сейсмофокальная зона. Она имеет сложную конфигурацию на востоке и более простую на западе. В восточной части сейсмофокальной зоны преобладают мелкофокусные и промежуточные, а в западной части и глубокофокусные землетрясения (см. табл. 90). Последние характерны для морей Флорес и Бали, литосфера под которыми образует переходную зону к следующей на запад зоне Яванского моря и о. Ява (*Ritsema*, 1954; *Hamilton*, 1974, 1978; *Hedervari, Papp*, 1981).

Переходная зона от моря Банда к морю Флорес. Между котловинами морей Банда на востоке и Флорес на западе находится система подводных валов с островами на их вершинах: Салаяр (Кабия), Танах-Джампеа, Тайгер, Калао, Калао-Тоа и др. Эти структуры продолжают на юг структуры Южного п-ова Сулавеси со сдвигом Палу—Коро. Их влиянием обусловлены глубокофокусные (глубины 500—600 км) землетрясения в данной переходной зоне. Отмечается концентрация эпицентров глубокофокусных землетрясений вдоль меридиональной полосы, продолжающей на юг глубинный сдвиг Палу—Коро (см. табл. 91).

Таблица 90

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1983	январь	16	02 ч. 28 мин.	6.95	129.39	5,4	33
1981	август	15	05 ч. 50 мин.	7.28	128.62	5,3	40
1983	январь	20	10 ч. 02 мин.	7.71	128.59	5,3	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	сентябрь	15	14 ч. 12 мин.	6.10	130.75	6,3	99
1984	февраль	17	16 ч. 32 мин.	6.50	130.27	6,2	150
1983	август	6	22 ч. 38 мин.	6.26	130.10	6,1	160
1970	декабрь	6	04 ч. 11 мин.	6.30	130.10	6,5	118
1979	декабрь	25	04 ч. 40 мин.	6,59	129.59	6,0	130
1980	май	23	10 ч. 33 мин.	6.46	129.49	6,1	120
1981	октябрь	17	06 ч. 45 мин.	7.03	129.13	6,3	201
1968	сентябрь	27	03 ч. 59 мин.	6.80	129.10	6,1	127
1977	август	21	06 ч. 57 мин.	7.30	128.80	6,7	180
1983	ноябрь	24	05 ч. 30 мин.	7.22	128.11	7,0	193
1968	январь	14	12 ч. 25 мин.	7.50	128.10	6,5	124
1981	сентябрь	17	06 ч. 19 мин.	6.28	127.92	6,0	94
1983	декабрь	12	09 ч. 26 мин.	7.32	127.26	6,2	130
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1969	февраль	11	22 ч. 16 мин.	7.00	126.80	7,0	465
1982	июль	22	04 ч. 19 мин.	7.27	126.04	6,5	460
1982	октябрь	7	07 ч. 16 мин.	7.17	125.78	6,1	500
1980	июнь	11	08 ч. 10 мин.	6.85	125.31	5,7	500
1977	июнь	2	02 ч. 12 мин.	6.60	125.20	4,6	450
1983	октябрь	13	05 ч. 03 мин.	6.18	125.15	5,1	600
1982	июль	17	05 ч. 13 мин.	7.57	124.74	5,1	340
1966	июнь	22	20 ч. 29 мин.	7.20	124.50	6,2	500
1964	октябрь	18	12 ч. 32 мин.	7.10	124.10	7,2	626

Таблица 91

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	декабрь	25	12 ч. 28 мин.	8.00	123.02	6,3	3
1982	апрель	27	16 ч. 15 мин.	6.82	121.20	5,2	33
1981	март	29	08 ч. 44 мин.	7.91	121.18	5,4	26
1982	апрель	27	12 ч. 06 мин.	9.68	121.02	5,5	62
1982	март	22	16 ч. 47 мин.	8.54	120.97	5,1	33
1978	декабрь	23	05 ч. 11 мин.	7.00	120.92	6,1	40
1982	февраль	14	11 ч. 16 мин.	8.03	120.68	5,2	29
1977	сентябрь	5	20 ч. 33 мин.	8.10	120.40	6,1	55
1983	июль	24	23 ч. 38 мин.	8.20	119.45	6,7	64
1983	декабрь	18	17 ч. 29 мин.	7.98	119.45	6,2	50
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1978	февраль	12	07 ч. 35 мин.	8.35	123.91	5,7	110
1983	апрель	18	13 ч. 52 мин.	7.84	119.70	5,2	200
1982	январь	13	03 ч. 06 мин.	7.69	119.41	5,3	150
1970	август	13	04 ч. 23 мин.	8.90	118.00	6,7	117
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	май	10	14 ч. 04 мин.	7.32	123.62	5,2	550
1983	май	10	10 ч. 28 мин.	6.71	123.22	4,6	600
1978	январь	18	13 ч. 50 мин.	7.37	123.18	5,2	502
1982	апрель	12	08 ч. 21 мин.	6.94	122.93	4,5	550
1969	май	13	14 ч. 30 мин.	7.20	120.90	6,1	616
1982	март	2	06 ч. 39 мин.	6.72	120.10	4,8	550
1979	январь	25	23 ч. 52 мин.	7.25	120.04	5,0	469
1984	март	18	02 ч. 27 мин.	7.27	119.99	4,8	600
1983	апрель	17	20 ч. 32 мин.	7.68	119.38	4,6	540

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СУМБА-ЯВАНСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

Южнее Индонезийского архипелага, к западу от 120° в. д., на 4 тыс. км протягивается Яванский, или Зондский, глубоководный (7450 м) желоб. Это выход на дне Индийского океана нескольких сейсмофокальных зон Заварицкого — Беньоффа. Они наклонены под островные дуги и под Яванское море, погружаясь под них на 650—720 км.

Вдоль желоба с его океанической стороны протягивается краевой подводный Зондский вал, представляющий собой область преддуговых деформаций Индоокеанской литосферы, поддвигающейся под островные дуги в зонах Заварицкого — Беньоффа. С островодужной стороны глубоководный желоб сопровождается еще одним подводным валом — передовой, или внешней, островодужной зоной. Вершины этого вала находятся на востоке на глубинах 1—3 тыс. м, но на западе поднимаются и около Суматры образуют острова.

Севернее внешней островодужной зоны расположена серия внутридуговых прогибов с глубинами моря — 1—4 тыс. м. Еще севернее находятся крупные острова внутренней вулканической островодужной зоны, за которыми расположены котловины окраинных морей.

Сумба-Яванская островная дуга составлена о-вами Сумба, Сумбава, Ломбок, Бали, Ява. Это сложные горсты. С их разломами связаны вулканы и частые землетрясения. Эпицентры мелкофокусных землетрясений концентрируются южнее о-вов Сумба, Сумбава и Ява. Эпицентры промежуточных и глубокофокусных землетрясений находятся в морях Бали и Яванском (*Ritsema,* 1954; *Hamilton,* 1974, 1978; *Hedervari, Papp,* 1981).

Острова Сумба, Сумбава, Ломбок и Бали. Районы о-вов Сумба, Сумбава и Бали характерны постепенными переходами от глубоководных окраинных

морей к мелководному Яванскому морю на Центральнозондской микроплите.

Восточная часть Сумба-Яванской системы островов имеет сложное строение. Островные глыбы сильно раздроблены и пересечены разломами. Особенно характерно это для островов с продольными разломами. Близ них происходят частые сильные землетрясения (см. табл. 92). Они иногда достигают катастрофической силы. Таково было землетрясение на о. Сумбава 2 ноября 1954 г., принесшее большие убытки вследствие разрушения построек. Сила его была 9—10 баллов (*Соловьев, Го*, 1974).

Землетрясение Сумбавское, 1977 г., 19 августа, 6 ч. 08 мин. Эпицентр в море, в восточной части желоба Сумба, южнее о. Сумбава. 11.1° ю. ш., 118.5° в. д. M=8,0. H=3 км. Сила до 8 баллов. Мощное цунами с высотой волн до 15 м. Шестиметровые волны достигли берегов Австралии. Главному толчку предшествовали форшоки, связанные с разломами литосферы. Сильные разрушения на о-вах Сумбава и Ломбок. Погибли 189 человек. Остались без крова 3900 человек (*Соловьев и др.*, 1986; *Spense*, 1986; *Nelson, Ganse*, 1980).

Район острова и моря Бали соответствует тектонической ступени, отделяющей восточную часть Сумба-Яванской дуги от приподнятой западной Яванской части. Сильное дробление литосферы глубинными разломами обусловливает частые мелкофокусные, промежуточные и глубокофокусные землетрясения (см. табл. 93).

Иногда здесь происходят сейсмические катастрофы. Так, например, 14 августа 1976 г. во время землетрясения на о. Бали были разрушены многочисленные здания и 450 тыс. человек лишились жилья (*Leimena*, 1979).

Ява и Яванское море. Яванская часть Сумба-Яванской островной дуги отличается общей ее приподнятостью. Яванский литосферный блок представляет собой ступенчатый горст. В пределах Явы имеется несколько поперечных к острову ступеней, поднимающихся друг над другом по мере продвижения на запад. Можно выделить три главные ступени: Восточная Ява, Центральная Ява, Западная Ява. Примерные границы между ними проходят по меридианам 110.5° в. д. и 108.5° в. д. Максимальные значения сейсмичности приурочены к Восточной и Западной Яве и к районам Яванского моря к северу от них (*Hamilton*, 1974; *Hedervari, Papp*, 1981).

Восточная Ява. Яванская шпора — восточная оконечность Явы длиной 200 км и шириной 100 км — и собственно Восточная Ява представляют собой сложный горст, образованный на юге приподнятым складчатым блоком гор Бламбанган и Кидул. Севернее располагается грабен-синклиналь Соло. Еще севернее поднимается система горстов и грабенов гор Рембанг.

С разломами, секущими остров и Центральнозондскую микроплиту с рас-

Таблица 92

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
РАЙОН О. СУМБА							
1980	август	8	07 ч. 22 мин.	10.07	119.90	6,1	50
1973	декабрь	19	04 ч. 43 мин.	9.40	119.50	6,8	58
1986	декабрь	19	03 ч. 42 мин.	9.90	119.16	6,5	33
1983	ноябрь	16	22 ч. 07 мин.	9.07	119.01	6,3	70
РАЙОН О. СУМБАВА							
1983	октябрь	31	17 ч. 38 мин.	8.24	118.97	6,5	75
1977	январь	2	09 ч. 55 мин.	9.30	118.90	6,5	—
1980	июнь	20	18 ч. 52 мин.	9.75	118.88	6,2	44
1982	март	11	10 ч. 32 мин.	8.39	118.04	6,6	3
1980	октябрь	5	17 ч. 19 мин.	11.16	117.51	6,3	70
1981	февраль	1	04 ч. 35 мин.	10.85	117.29	6,3	45
1978	апрель	10	20 ч. 52 мин.	10.34	116.48	7,0	50
1978	март	15	14 ч. 46 мин.	9.36	116.45	6,2	70



Остров Ява. Яванская шпора. Слева направо вулканы: Арджуно, Бромо, Арготуро, Мерапи (снимок из космоса)

положенным на ней Яванским морем, связаны многочисленные землетрясения. Эпицентры мелкофокусных землетрясений концентрируются на подводной островодужной террасе в океане южнее Явы. Реже они находятся на побережье Восточной Явы. Промежуточные и глубокофокусные землетрясения имеют

Таблица 93

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1979	февраль	18	02 ч. 42 мин.	6.65	116.17	6,1	1
1979	май	30	09 ч. 39 мин.	8.20	115.84	6,2	3
1979	октябрь	20	01 ч. 41 мин.	8.12	115.69	6,4	33
1982	август	7	20 ч. 56 мин.	11.16	115.46	6,5	63
1983	октябрь	18	02 ч. 49 мин.	10.61	114.96	6,1	3
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1984	январь	17	02 ч. 09 мин.	7.44	117.19	6,0	300
1979	декабрь	17	19 ч. 59 мин.	8.02	115.72	6,3	100
1975	декабрь	28	15 ч. 24 мин.	7.90	115.20	6,3	160
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1968	май	24	15 ч. 44 мин.	6.80	119.10	6,0	620
1983	август	2	12 ч. 44 мин.	6.88	117.35	5,7	600
1982	август	5	04 ч. 04 мин.	6.99	117.10	4,9	600
1981	март	30	00 ч. 37 мин.	6.80	117.07	4,9	600
1980	октябрь	25	20 ч. 36 мин.	6.74	116.76	5,0	600
1968	март	26	00 ч. 42 мин.	6.60	116.20	5,9	550
1984	январь	16	11 ч. 54 мин.	6.08	115.70	5,1	562

эпицентры, расположенные на дне Яванского моря. Некоторые промежуточные землетрясения имеют эпицентры на самом острове (см. табл. 94).

По данным карты землетрясений Индонезийского региона (*Hamilton*, 1974), к югу от Восточной Явы эпицентры мелкофокусных землетрясений расположены на дне океана на расстоянии до 200 км от оси желоба на юг. В очагах землетрясений происходят нормальные сбросы, что свидетельствует о растяжении литосферы.

Центральная Ява. Блок Центральной Явы длиной 200 км и шириной 120—150 км имеет сложное строение из продольных горстов и грабенов, продолжающих горсты и грабены Восточной Явы. Землетрясения реже, чем на Восточной Яве. Эпицентры мелкофокусных толчков расположены на подводной островодужной террасе, промежуточных — на островных блоках (см. табл. 95).

Иногда на южном побережье Центральной Явы происходят сейсмические катастрофы. Примером является Южнояванское землетрясение.

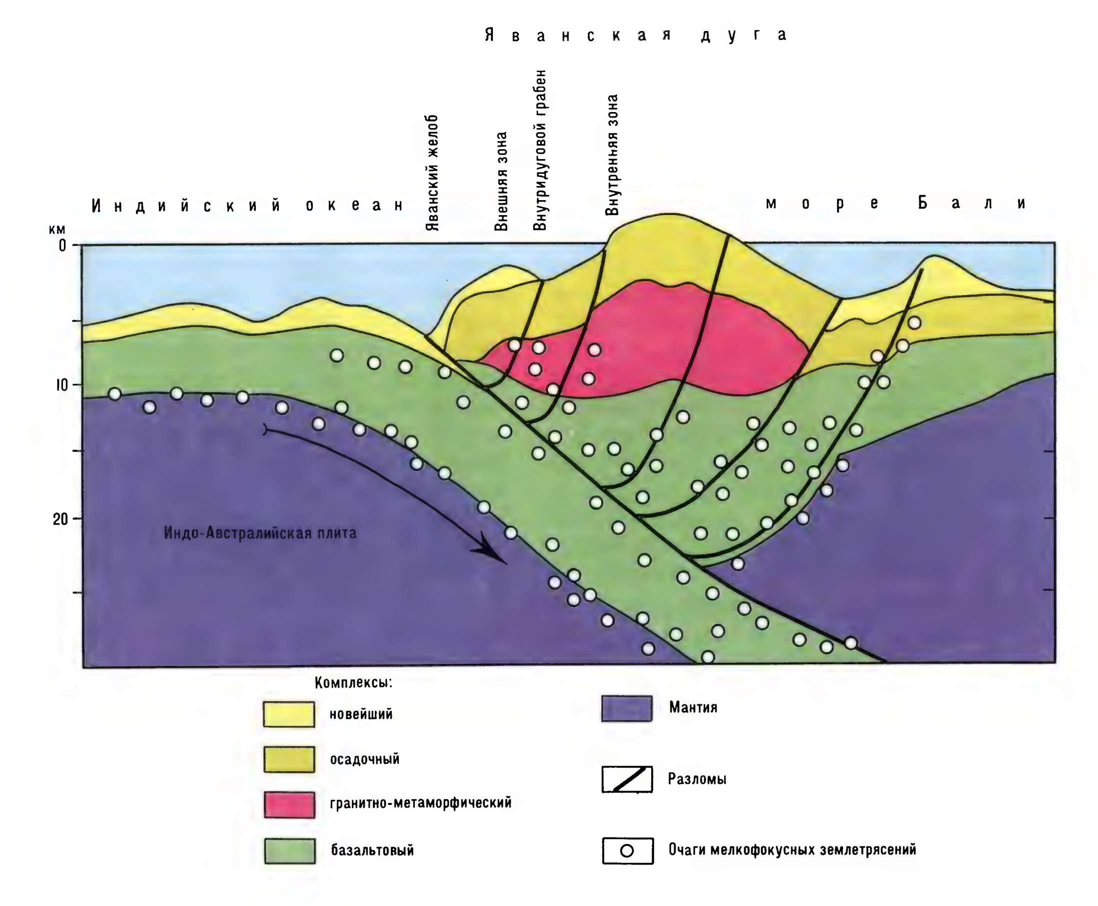
Землетрясение Южнояванское, 1943 г., 23 июля, 14 ч. 53 мин. Эпицентр в море, в 110 км южнее Центральной Явы. 9.5° ю. ш., 110.0° в. д. M=8,1. Эпицентральная зона вытянута с востока на запад на 150 км между меридианами 109—110° в. д. Разрушения охватили южное побережье Центральной Явы между устьями рек Прого (на востоке) и Читандуй (на западе). Обвалы и оползни в горах. Разрушено 28 044 дома, железная дорога и мосты. Погибли 890 и ранены 2574 человека (*Белоусов и др.*, 1962; *Рихтер*, 1963).

Западная Ява представляет собой высокоприподнятый литосферный блок — переходную ступень к раннеорогенной структуре Суматринской островной дуги. Глубинными поперечными разломами Зондского пролива этот блок отделен от еще более высокоприподнятого региона Суматры. Блок Западной Явы сложен на юге горст-антиклинорием Южных гор. К северу от него протягивается продольная грабен-синклиналь Бандунг. Она ограничена на севере горст-антиклинорием Богор, севернее которого находится прогиб шельфовой зоны Яванского моря.

С продольными и поперечными разломами, осложняющими сейсмофокальную зону Западной Явы, связаны многочисленные землетрясения (см. табл. 96). Размещение их эпицентров сходно с таковым на Восточной и Центральной

Таблица 94

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1976	июль	14	07 ч. 13 мин.	8.20	114.90	7,0	409
1981	декабрь	13	20 ч. 36 мин.	9.33	111.58	6,2	50
1983	август	13	22 ч. 28 мин.	8.58	111.16	6,7	43
1983	август	17	09 ч. 30 мин.	8.62	111.09	5,8	70
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1964	февраль	29	23 ч. 50 мин.	8.40	112.80	6,5	110
1978	октябрь	14	18 ч. 41 мин.	7.23	112.10	5,6	200
1980	декабрь	24	22 ч. 55 мин.	9.07	112.08	6,0	95
1983	апрель	16	12 ч. 58 мин.	10.7	111.14	5,9	96
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1978	июнь	10	17 ч. 38 мин.	6.16	114.25	5,8	500
1968	январь	30	03 ч. 44 мин.	6.20	113.50	6,0	590
1985	август	8	16 ч. 18 мин.	6.0	113.4	5,5	556
1970	февраль	13	15 ч. 43 мин.	5.90	113.00	6,4	636
1977	июнь	8	21 ч. 18 мин.	6.00	112.90	5,5	550
1982	август	29	13 ч. 18 мин.	5.85	112.68	5,6	600
1967	март	24	09 ч. 00 мин.	6.00	112.40	6,0	593
1981	ноябрь	8	13 ч. 41 мин.	6.09	112.01	5,8	600
1982	январь	27	21 ч. 46 мин.	5.91	111.60	5,2	600



Земная кора и землетрясения Яванской островной дуги (по Р. Раитту, с изменениями)

Яве. Лишь в бортах грабена Зондского пролива к западу от Явы эта схема несколько усложняется. Дело в том, что на Западной Яве глубокофокусные землетрясения происходят очень редко, а на продолжении разломов Зондского пролива они случаются чаще (*Huchon, Le Pichon,* 1984).

На Западной Яве иногда происходят

Таблица 95

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	март	13	23 ч. 23 мин.	7.78	110.46	6,0	30
1976	январь	18	01 ч. 36 мин.	9.50	109.80	6,0	33
1976	январь	4	03 ч. 57 мин.	10.10	109.10	6,1	50
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1977	январь	1	17 ч. 36 мин.	7.80	108.80	6,2	100
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1983	август	9	22 ч. 33 мин.	6.42	110.35	6,0	500
1984	февраль	11	19 ч. 12 мин.	5.25	109.65	4,6	583
1986	июнь	14	15 ч. 34 мин.	5.47	110.23	5,4	557
1986	октябрь	18	22 ч. 10 мин.	5.20	109.83	5,7	600

Таблица 96

Год	Месяц	Число	Время	Широта, ° ю. ш.	Долгота, ° в. д.	M	H, км
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1987	август	6	19 ч. 28 мин.	8.79	108.87	5,2	4.4
1980	апрель	16	12 ч. 18 мин.	7.06	108.66	6,3	56
1988	октябрь	9	22 ч. 41 мин.	9.80	108.60	5,9	39
1987	декабрь	14	08 ч. 28 мин.	9.35	108.30	5,9	51
1982	май	3	16 ч. 22 мин.	7.40	108.00	5,7	74
1979	ноябрь	2	15 ч. 53 мин.	7.00	108.14	6,3	38
1986	ноябрь	27	00 ч. 25 мин.	9.07	107.79	5,3	33
1979	июль	24	19 ч. 31 мин.	10.88	107.59	6,8	46
1988	август	17	01 ч. 59 мин.	7.60	107.25	6,9	33
1986	октябрь	10	17 ч. 48 мин.	7.14	107.19	5,9	58
1982	октябрь	29	08 ч. 13 мин.	7.14	107.08	6,2	36
1984	март	10	09 ч. 02 мин.	6.85	106.97	6,4	51
1988	июнь	25	17 ч. 02 мин.	7.72	106.90	6,4	33
1981	октябрь	23	13 ч. 26 мин.	8.86	106.33	6,1	33
1983	май	2	07 ч. 00 мин.	7.77	106.22	6,2	33
1984	апрель	26	10 ч. 39 мин.	6.30	106.10	5,9	53
1979	октябрь	10	13 ч. 39 мин.	6.98	106.06	6,5	63
1987	октябрь	9	10 ч. 17 мин.	7.61	105.36	6,1	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	октябрь	26	12 ч. 44 мин.	7.05	108.64	5,5	130
1964	ноябрь	24	10 ч. 41 мин.	6.70	107.40	6,0	100
1985	октябрь	9	01 ч. 15 мин.	5.60	106.80	6,1	150

сильные землетрясения. Таковы были сейсмические толчки 27 февраля 1903 г. в 00 ч. 43 мин. 8.0° ю. ш., 106.0° в. д. M=8,1 (*Рихтер,* 1963); землетрясение 4 мая 1971 г. в 02 ч. 04 мин. 6.6° ю. ш., 105.4° в. д. M=6,9.

Глава 4

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СУМАТРИНСКО-НИКОБАРСКО-АНДАМАНСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Северо-западный фланг Филиппинско-Индонезийской островодужной системы характерен особой спецификой сейсмотектонических условий. Так, Суматра представляет собой раннеорогенное сооружение на краю Центральнозондской микроплиты с ее древней континентальной литосферой. Яванский глубоководный желоб испытывает у Суматры поднятие, и его глубина уменьшается. Зона передовых островодужных поднятий, представленная около Явы глубокоопущенными подводными валами, на суматринском отрезке образует цепь довольно крупных о-вов Ментавай. Имеющийся около Явы внутридуговой глубоководный прогиб переходит около Суматры в мелководный пролив Ментавай. Низкие горы на юге Явы находят свое продолжение на Суматре в виде мощной горной цепи Барисан. Она сильно осложнена рифтами. На северо-восточном побережье Суматры протягивается огромный тыловой прогиб вдоль Малаккского мелководного пролива. Таким образом, в тыловой части Суматринской островной дуги нет окраинных морей, характерных для островных дуг.

Иное строение имеет Никобарско-Андаманская островная дуга. Эти острова представляют собой внешнюю невулканическую островодужную зону. Глубоководный Яванский желоб около них погребен под мощным покровом молодых отложений, принесенных р. Ганг. Внутренняя вулканическая зона Никобарско-Андаманской дуги глубоко опущена и не образует островов, за исключением островов-вулканов Баррен и Наркондам.

В тылу этой островной дуги расположено окраинное Андаманское море. Посередине его дна интенсивно образуются рифты. Этот процесс сопровождается раздвижением литосферы. Поэтому Никобарско-Андаманская

островная дуга испытывает сжатие как со стороны пододвигающейся под дугу литосферы Индийского океана, так и со стороны Андаманского моря. Этим объясняются промежуточные землетрясения в Андаманском море (*Kumar,* 1981).

Суматринские зоны землетрясений. Раннеорогенная структура Суматры отличается разнообразием сейсмотектонических условий. По юго-западному берегу Суматры на 1600 км протягивается Барисанская складчато-блоковая горная система. Ее структуры максимально приподняты в Филиппинско-Индонезийской системе островных дуг. Они образованы тремя кулисообразно расположенными антиклинориями: Южным, Центральным и Северным (*Hamilton,* 1978; *Hedervari, Papp,* 1981).

Для Южной Суматры характерно значительное развитие рифтов (рифты Семанка, Лампунг, Убуи-Куала и др.). Разломы их осложняют верхнее надвинутое крыло сейсмофокальной зоны, наклоненной от глубоководного желоба под Суматру. Максимальные глубины очагов землетрясений этой зоны не превышают 100 км, и землетрясения в ней мелкофокусные.

Интересно, что против Южной Суматры эпицентры мелкофокусных землетрясений расположены в океане и с океанической стороны глубоководного желоба — довольно далеко от его оси. Таково было землетрясение 26 июня 1971 г. с эпицентром в 300 км юго-западнее оси желоба (5.20° ю. ш., 96.90° в. д. M=6,5. H=25 км).

К внешней невулканической островодужной зоне приурочены частые мелкофокусные землетрясения о-вов Ментавай. Еще чаще они происходят во внутридуговом прогибе пролива Ментавай, но глубины очагов здесь увеличиваются до 80 км. В горстах и грабенах горной системы Барисан глубина очагов землетрясений составляет десятки километров (см. табл. 97).

Таблица 97

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ОКЕАНИЧЕСКИЕ ВАЛ И ЖЕЛОБ							
1982	ноябрь	11	00 ч. 44 мин.	6.47	101.57	6,9	45
1983	март	3	02 ч. 30 мин.	5.61	100.51	6,1	59
1971	июнь	26	19 ч. 27 мин.	5.20	96.90	6,5	25
1979	июль	17	16 ч. 01 мин.	4.32	98.68	6,2	46
ПЕРЕДОВАЯ ЗОНА ДУГИ, О-ВА МЕНТАВАЙ							
1983	январь	22	06 ч. 44 мин.	6.26	102.97	6,5	3
1982	июнь	25	10 ч. 24 мин.	6.26	103.67	6,1	3
1982	февраль	21	09 ч. 25 мин.	5.69	102.12	6,0	33
1981	январь	24	22 ч. 21 мин.	4.49	102.78	6,1	33
1979	ноябрь	13	19 ч. 05 мин.	4.31	101.97	6,4	3
ВНУТРИДУГОВОЙ ПРОГИБ ПРОЛИВА МЕНТАВАЙ							
1978	апрель	29	02 ч. 27 мин.	5.68	103.93	6,4	50
1979	сентябрь	16	16 ч. 30 мин.	5.63	103.12	6,0	39
1980	апрель	3	10 ч. 18 мин.	5.39	103.13	6,1	71
1983	октябрь	10	03 ч. 33 мин.	5.17	103.18	6,3	40
1980	ноябрь	30	02 ч. 45 мин.	5.11	102.94	6,1	60
1980	октябрь	8	16 ч. 05 мин.	5.04	103.09	6,5	49
1975	октябрь	1	04 ч. 13 мин.	4.90	102.10	6,1	45
1980	сентябрь	20	17 ч. 44 мин.	4.46	102.34	6,1	41
1982	июнь	14	16 ч. 41 мин.	4.33	103.01	6,4	81
1971	апрель	8	07 ч. 46 мин.	4.30	102.40	6,7	75
1977	июль	20	01 ч. 22 мин.	4.30	101.80	6,3	—
1979	январь	11	06 ч. 28 мин.	4.05	101.31	6,5	40
ГОРСТЫ И ГРАБЕНЫ ГОР БАРИСАН							
1983	ноябрь	3	10 ч. 41 мин.	5.01	104.35	6,1	50
1982	апрель	15	14 ч. 51 мин.	4.04	103.24	5,9	33

Центральная Суматра. Тектонические планы Центральной и Южной Суматры сходны, но имеются и отличия. Они заключаются в максимальном поднятии на Центральной Суматре внутридугового прогиба-пролива Ментавай. Поэтому в нем на границе с Северной Суматрой образуется поперечная перемычка о-вов Бату. Общая тенденция к поднятию структур прослеживается и в горной системе Барисан. На Центральной Суматре эти горы достигают 3800 м. Здесь имеется большое количество рифтов (Керух-Муси-Кетаун, Керинчи-Синкорак, Сумпур и др.). Они осложнены многими второстепенными рифтами, что говорит о сильном дроблении литосферы. Это обусловливает возникновение наряду с мелкофокусными единичных промежуточных землетрясений (см. табл. 98).

Типичное промежуточное сильное землетрясение (М=7,9) произошло 21 мая 1967 г. в 18 ч. 45 мин. на границе с Северной Суматрой, в проливе Ментавай, у тектонической перемычки о-вов Бату. 0.9° ю. ш., 101.4° в. д. М=6,5. Н=162 км.

В этом же районе, близ о. Ниас, севернее о-вов Бату, в 1861 г., 16 февраля, в 19 час. произошло очень сильное землетрясение, сопровождавшееся мощным цунами. Из последующих многочисленных афтершоков наиболее сильный был в 22 час. 9 марта 1861 г. Землетрясение и цунами вызвали на западном побережье Суматры сильные разрушения и гибель нескольких сот человек (*Соловьев, Го*, 1974).

Северная Суматра представляет собой высокоприподнятый литосферный блок. В связи с этим здесь широко распространены горы, которые занимают весь северный отрезок Суматры (горы Батак, Алас, Пусат-Гайо и др.).

Против Северной Суматры происходит выклинивание глубоководного Яванского желоба, а во внутридуговом прогибе пролива Ментавай появляются

Таблица 98

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*М*	*Н, км*
ОКЕАНИЧЕСКИЕ ВАЛ И ЖЕЛОБ							
1980	декабрь	30	15 ч. 48 мин.	0.24	97.31	6,2	0
1979	февраль	5	05 ч. 54 мин.	0.29	96.96	5,4	52
ПЕРЕДОВАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ ЗОНА МЕНТАВАЙ							
1979	апрель	19	22 ч. 47 мин.	1.08	98.07	6,2	21
1935	декабрь	28	02 ч. 35 мин.	0.00	98.30	7,9	30
1974	декабрь	4	03 ч. 08 мин.	0.30	97.80	6,0	20
1971	февраль		15 ч. 34 мин.	0.60	98.80	6,3	33
ВНУТРИДУГОВОЙ ПРОГИБ ПРОЛИВА МЕНТАВАЙ							
1977	май	20	22 ч. 51 мин.	3.80	101.80	6,2	40
1983	январь	4	03 ч. 09 мин.	2.84	101.10	6,1	49
1970	декабрь	19	10 ч. 38 мин.	1.60	99.90	6,8	46
ГОРСТЫ И ГРАБЕНЫ ГОР БАРИСАН							
1979	декабрь	15	00 ч. 03 мин.	2.09	102.52	6,7	3
1980	июль	23	21 ч. 15 мин.	1.88	100.93	6,1	71
1981	декабрь	8	08 ч. 19 мин.	1.41	100.46	6,3	65
1967	май	21	18 ч. 45 мин.	0.90	101.40	6,5	162
1981	ноябрь	12	19 ч. 27 мин.	0.75	100.26	6,2	44
1936	январь	2	22 ч. 34 мин.	0.00	99.50	7,0	60
1946	май	8	05 ч. 20 мин.	0.00	99.50	7,1	—
СУМАРИНСКИЙ ТЫЛОВОЙ ПРОГИБ							
1980	февраль	27	15 ч. 34 мин.	0.90*	100.20	5,0	140

* Северная широта

перемычки о-вов Бату и Баньяк.

В горах Северной Суматры имеется много рифтов (Гадис, Ангкола, Тоба, Ачех и др.). Это свидетельствует о сильном дроблении литосферы. Поэтому на Северной Суматре происходит много сильных землетрясений, в том числе и промежуточных (см. табл. 99). Этому способствует близкое расположение поперечной разломной зоны, отделяющей Северную Суматру от впадины Андаманского моря и Никобарских о-вов.

Никобарско-Андаманская островная дуга протягивается на 710 км между Северной Суматрой и южным концом Араканской горной системы в Индокитае. Северное подводное продолжение передовой островодужной зоны о-вов Ментавай кулисообразно сменяется Никобарскими о-вами. Они в свою очередь кулисообразно сменяются Андаманскими о-вами. В тылу дуги этих островов расположена глубоководная (4198 м) впадина. Она возникла в результате молодого задугового спрединга литосферы Андаманского моря. Под островами находится сейсмофокаль-

Таблица 99

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
КРАЕВОЙ ВАЛ И ЖЕЛОБ В ОКЕАНЕ							
1979	сентябрь	29	18 ч. 37 мин.	1.37	94.18	7,0	47
1969	ноябрь	21	02 ч. 05 мин.	2.00	94.60	6,4	20
ВНЕШНЯЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ ЗОНА О-ВА МЕНТАВАЙ							
1982	март	22	08 ч. 38 мин.	2.55	96.95	6,1	41
1982	октябрь	31	02 ч. 48 мин.	2.95	96.17	6,0	30
ВНУТРИДУГОВОЙ ПРОГИБ ПРОЛИВА МЕНТАВАЙ							
1971	февраль	4	15 ч. 34 мин.	0.60	98.80	7,1	107
1979	апрель	28	03 ч. 30 мин.	0.64	98.65	6,0	83
1981	январь	11	15 ч. 10 мин.	2.07	98.02	6,4	55
1967	август	21	07 ч. 33 мин.	3.70	95.70	6,5	59
1976	июнь	21	07 ч. 17 мин.	3.50	96.20	7,2	40
1976	июнь	20	20 ч. 53 мин.	3.50	96.20	7,0	40
1983	сентябрь	17	05 ч. 57 мин.	4.78	95.09	6,5	55
1936	август	23	21 ч. 12 мин.	5.00	95.00	7,3	40
ГОРСТЫ И ГРАБЕНЫ СЕВЕРНОЙ СУМАТРЫ							
1938	сентябрь	19	01 ч. 02 мин.	3.80	97.50	7,0	30
1916	июль	27	11 ч. 53 мин.	4.00	96.50	7,0	100
1964	апрель	3	04 ч. 13 мин.	4.00	96.50	6,0	100
1980	апрель	1	16 ч. 22 мин.	4.26	97.42	6,0	33
1977	май	25	14 ч. 56 мин.	4.30	95.70	6,5	40
1982	февраль	24	04 ч. 22 мин.	4.39	97.60	6,0	3
1963	декабрь	12	15 ч. 03 мин.	4.50	97.20	6,1	33
1935	август	3	01 ч. 10 мин.	4.50	96.30	7,0	30
СЕВЕРНАЯ ОКОНЕЧНОСТЬ СУМАТРЫ И О-ВА ОКОЛО НЕЕ							
1979	март	16	15 ч. 35 мин	5.18	96.13	5,9	33
1967	апрель	12	04 ч. 51 мин.	5.20	96.40	6,1	45
1981	сентябрь	10	14 ч. 18 мин.	5.58	95.55	6,0	54
1983	апрель	4	06 ч. 59 мин.	5.69	94.68	5,1	89
1983	октябрь	9	04 ч. 51 мин.	5.71	94.99	5,3	100
1983	июнь	2	09 ч. 34 мин.	5.75	94.74	6,3	43
1983	апрель	4	02 ч. 51 мин.	5.82	94.80	6,9	102
СУМАТРИНСКИЙ ТЫЛОВОЙ ПРОГИБ							
1977	январь	12	23 ч. 35 мин.	2.10	99.80	5,8	180
1934	май	1	07 ч. 05 мин.	3.50	97.50	7,0	145
1983	январь	30	01 ч. 26 мин.	5.65	96.03	4,9	137

ная зона, наклоненная на восток — под Андаманское море. Близ островов концентрируются эпицентры мелкофокусных, а в 100—150 км восточнее — эпицентры промежуточных землетрясений. По данным карты землетрясений Индонезийского региона (*Hamilton*, 1974), восточнее Никобарских и Андаманских о-вов в очагах мелкофокусных землетрясений происходят сдвиговые деформации. Плита, на которой расположено Андаманское море, испытывает сжатие в направлении северо-северо-восток и растяжение в направлении востоко-юго-восток. Это происходит в результате движений Индостанского литосферного блока (*Biswas, Majumbar*, 1986; *Kumar*, 1981).

Глыбы Никобарских о-вов расположены на внешнем краю микроплиты Андаманского моря. От Северной Суматры и от Андаманских о-вов Никобарский литосферный блок отделен разломами, которые секут сейсмофокальную зону. К этим разломам приурочены более глубокие (до 265 км) очаги землетрясений.

В поперечном направлении Никобарский блок имеет зональное строение, типичное для островных дуг. Острова представляют собой внешнюю — невулканическую — островодужную зону с эпицентрами мелкофокусных землетрясений (см. табл. 100).

Таблица 100

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1955	май	17	14 ч. 50 мин.	6.70	93.70	7,3	30
1973	апрель	7	03 ч. 01 мин.	7.00	91.32	6,5	39
1980	февраль	19	17 ч. 28 мин.	7.00	92.75	5,9	3
1983	декабрь	30	08 ч. 00 мин.	7.07	94.42	6,2	63
1982	январь	20	04 ч. 25 мин.	7.23	94.14	6,5	47
1982	январь	20	07 ч. 09 мин.	7.25	93.82	6,3	63
1964	сентябрь	15	15 ч. 29 мин.	8.90	93.10	6,2	37
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	февраль	13	19 ч. 56 мин.	6.05	94.75	6,0	75
1977	август	5	13 ч. 37 мин.	7.10	94.30	5,9	125
1979	июнь	8	20 ч. 37 мин.	7.38	94.40	6,0	130
1983	март	12	31 ч. 05 мин.	8.73	93.78	5,0	74

Таблица 101

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1964	июнь	13	08 ч. 24 мин.	10.00	93.00	6,1	33
1982	март	7	00 ч. 31 мин.	11.05	92.36	5,3	3
1982	декабрь	16	08 ч. 56 мин.	11.63	93.15	5,5	50
1981	апрель	26	08 ч. 22 мин.	11.82	92.81	5,3	33
1982	сентябрь	26	11 ч. 27 мин.	11.94	92.94	5,3	33
1971	март	28	08 ч. 23 мин.	12.00	95.20	6,2	20
1941	июнь	26	11 ч. 52 мин.	12.50	92.50	8,7	60
1983	февраль	20	02 ч. 27 мин.	12.85	93.07	5,4	52
1962	ноябрь	16	21 ч. 10 мин.	13.50	93.20	6,1	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1971	ноябрь	5	22 ч. 11 мин.	10.10	92.90	6,2	80
1980	июнь	1	23 ч. 11 мин.	10.34	93.93	5,1	140
1914	октябрь	11	16 ч. 17 мин.	12.00	94.00	7,3	80
1980	август	1	04 ч. 21 мин.	12.12	93.92	4,9	215
1981	ноябрь	2	21 ч. 11 мин.	12.77	92.97	6,1	90
1983	октябрь	26	12 ч. 09 мин.	13.61	94.13	4,7	200

Андаманский островодужный блок имеет строение, сходное со строением Никобарского блока. Это приподнятая внешняя островодужная зона. Восточнее островов протягивается рифтовая внутридуговая зона, а еще восточнее — глубокопогруженная внутренняя вулканическая островодужная зона. На ней расположены о-ва Баррен и Наркондам с одноименными вулканами и подводные вулканы.

В районе островов концентрируются эпицентры мелкофокусных землетрясений, а в 150—200 км восточнее — эпицентры промежуточных землетрясений.

Иногда в районе Андаманских о-вов происходят сейсмические толчки катастрофической силы. Таким было землетрясение 26 июня 1941 г. в 11 ч. 52 мин. 12.5° с. ш., 92.5° в. д. M=8,7. H=55 км (*Nelson, Ganse,* 1980) (см. табл. 101).



Юго-западная часть Тихого океана и островные дуги Австралазии

Часть четвертая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ ПОЯСАХ АВСТРАЛАЗИИ

Севернее и северо-восточнее древнего континента Австралии с его молодыми шельфовыми и окраинными морями протягивается на 6 тыс. км Австралазийская система островных дуг. Она образована дугами: Хальмахерской, Северо-Новогвинейской, Новобританской, Адмиралтейской, Соломоновой, Новогебридской, Хантер-Фиджийской.

Спецификой их строения являются сейсмофокальные зоны с поддвигом под них литосферы как со стороны Тихого океана, так и со стороны окраинных морей: Молуккского, Новогвинейского, Соломонова, Кораллового. Поэтому островные дуги Австралазии сопровождаются глубоководными желобами как с тихоокеанской, так и с противоположной стороны. С тихоокеанской это желоба Филиппинский, Новогвинейский, Западно-Меланезийский, Витязя; со стороны окраинных морей — Новобританский, Бугенвильский, Санта-Крусский, Новогебридский, Хантер.

Сейсмичность сейсмофокальных зон очень интенсивная. Происходят весьма многочисленные, различные по силе и глубине очагов землетрясения. Они обусловлены сильным двусторонним сжатием литосферы под островными дугами при двустороннем поддвиге.

Сейсмические пояса островных дуг Австралазии можно подразделить на совокупности: Хальмахерско-Новогвинейско-Новобританскую, Адмиралтейско-Соломоновую, Санта-Крусско-Новогебридскую, Хантер-Фиджийскую.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ХАЛЬМАХЕРСКО-НОВОГВИНЕЙСКО-НОВОБРИТАНСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Вдоль северной окраины древней Австралийской платформы с шельфовым Арафурским морем и вдоль окраинного Соломонова моря протягивается система разнообразных островных дуг. На западе это деформированная Хальмахерская дуга. Посередине расположены Новогвинейский активизированный пояс — совокупность молодой вулканической дуги и альпийских блоково-складчатых гор. На востоке это Новобританская островная дуга. Длина этой системы ок. 3 тыс. км.

Архипелаг Бисмарка и Новогвинейское море представляют собой область взаимодействия Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферных плит. На границе между ними находятся три микроплиты: Северная Бисмарка, Южная Бисмарка, Соломоновоморская. С ними связаны сейсмические пояса.

Хальмахерская островная дуга. Остров Хальмахера и сопредельные с ним небольшие острова представляют собой фрагмент двойной островной дуги, расположенной между двумя сейсмофокальными зонами. С востока под о. Моротай и под северную часть о. Хальмахера наклонена сейсмофокальная зона южного окончания Филиппинского желоба. С запада под о-ва Хальмахера, Касируто, Бачан, Мандиоли и Оби наклонена сейсмофокальная зона Молуккского глубоководного (4970 м) желоба (*Mc Caffrey,* 1982).

Восточная сейсмофокальная зона характерна разнообразными землетрясениями, обусловленными сильным сжатием литосферы в горизонтальном направлении вкрест простирания дуги. Эпицентры их располагаются в Филиппинском желобе и к западу от него (см. табл. 102).

Западная сейсмофокальная зона возникла в результате поддвига литосферы со стороны Молуккского моря. Эпицентры мелкофокусных землетрясений располагаются близ западных берегов о. Хальмахера. Эпицентры промежуточных землетрясений проектируются на остров (см. табл. 103).

Северо-Новогвинейская зона землетрясений. О-в Новая Гвинея имеет сложное строение. Его южная половина представляет собой окраину древней Австралийской континентальной платформы, осложненную краевым прогибом. Он

известен под названием Южного прогиба Новой Гвинеи. По оси острова протягивается складчато-блоковый альпийский активизированный пояс. Он образован Центральной и Северной антиклинальными зонами, разделенными синклинальной зоной Северного прогиба.

Центральной антиклинальной зоне соответствуют высокие (5029 м) хребты. Это горы Маоке, Сентрал-Рейндж, Бисмарка, Оуэн-Стенли.

Северный прогиб представляет собой цепь грабенов, выраженных в рельефе широкими депрессиями с долинами рек Тарику и Таритату на западе, Сепик в середине, Раму и Маркхам на востоке.

Северная антиклинальная зона выражена в рельефе низкими горами, протянувшимися вдоль северного берега Новой Гвинеи. Это горы Ван-Рес, Торричелли, Аделберт, Финистер. Севернее этих гор протягивается прогиб, занятый проливами между Новой Гвинеей и небольшими вулканическими о-вами: Схаутен, Манам, Каркар, Лонг-Айленд, Умбой. Они представляют собой западную ветвь Северо-Новогвинейско-Новобританской островной дуги (*Krayse,*

Таблица 102

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1977	ноябрь	21	17 ч. 34 мин.	3.80	128.20	6,2	60
1983	июнь	30	17 ч. 38 мин.	3.74	128.03	6,2	46
1979	сентябрь	16	17 ч. 56 мин.	3.49	128.21	6,5	43
1982	июль	6	15 ч. 01 мин.	3.07	128.47	6,0	33
·1980	январь	29	07 ч. 05 мин.	3.01	128.04	6,5	42
1983	май	13	18 ч. 09 мин.	2.68	128.25	6,1	64
1983	ноябрь	7	16 ч. 27 мин.	2.34	127.96	6,6	36
1983	ноябрь	7	08 ч. 39 мин.	1.79	127.85	6,4	48
1983	февраль	22	12 ч. 38 мин.	1.67	128.25	6,3	48
1983	ноябрь	7	08 ч. 42 мин.	1.07	128.81	6,7	37
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	март	26	21 ч. 30 мин.	3.89	128.07	6,9	76
1981	февраль	14	07 ч. 31 мин.	3.43	128.25	5,8	140
1968	март	17	20 ч. 15 мин.	3.30	128.00	6,4	80
1986	октябрь	4	24 ч. 00 мин.	3.12	128.07	6,3	100
1980	январь	20	07 ч. 29 мин.	3.09	128.31	5,8	180
1982	апрель	12	11 ч. 32 мин.	2.57	128.37	5,3	250
1983	май	11	00 ч. 17 мин.	2.27	128.36	6,0	87
1982	февраль	10	22 ч. 34 мин.	2.17	128.23	4,9	160
1983	июль	8	00 ч. 58 мин.	2.07	128.24	4,9	150

Таблица 103

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	август	14	06 ч. 25 мин.	2.53	126.94	6,3	42
1982	июль	9	10 ч. 43 мин.	2.28	126.68	5,9	33
1968	август	10	02 ч. 07 мин.	1.50	126.20	7,5	25
1983	июнь	12	10 ч. 12 мин.	1.50	127.39	6,2	49
1987	февраль	13	07 ч. 19 мин.	0.86	126.24	6,9	56
1986	январь	3	09 ч. 43 мин.	0.75	126.91	6,1	42
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1967	октябрь	16	16 ч. 58 мин.	1.80	127.80	6,0	155
1983	август	11	22 ч. 56 мин.	1.68	127.44	6,3	100
1979	октябрь	5	04 ч. 42 мин.	1.50	127.55	5,3	107
1978	февраль	1	22 ч. 50 мин.	1.22	127.28	5,3	110
1978	март	11	10 ч. 38 мин.	0.65	127.42	5,3	200

1965). В Новогвинейском море, в 100 км от берега Новой Гвинеи, находится плохо выраженный в рельефе морского дна Новогвинейский желоб. Он представляет собой выход древней сейсмофокальной зоны, утратившей активность.

Современная главная сейсмофокальная зона Новой Гвинеи выходит на поверхность земли в продольных долинах Северного прогиба. С этой сейсмофокальной зоной связаны многочисленные слабые и сильные мелкофокусные и менее частые промежуточные землетрясения. Соотношения сейсмически активных разломов очень сложные. Так, в восточной части сейсмофокальной зоны происходит поддвиг Южной литосферной микроплиты Бисмарка под Индо-Австралийскую плиту. В западной части сейсмофокальной зоны сказывается сильное влияние процессов, происходящих в Новобританской сейсмофокальной зоне. Оно очень сильно проявляется в заливе Хьюон и далее на запад — по долине р. Маркхем. Здесь сложно сочетаются процессы поддвига литосферных блоков по наклоненным на север и на юг сложнофокальным зонам (см. ниже). Зоны землетрясений Новой Гвинеи можно подразделить на пять групп: о-ва Ару, п-ова Доберай (Чендравасих) и Бомбарай, горы Ван-Рес и Маоке, горы Торричелли и Аделберт, горы Финистер — Сарувагед, о-ва Д'Антркасто (*Denham,* 1969).

О-ва Ару, п-ова Доберай (Чендравасих) и Бомбарай. Западная оконечность Новой Гвинеи представляет собой совокупность литосферных блоков. Это горсты п-овов Доберай (Чендравасих) и Бомбарай, грабены заливов Тритон и Сарера. Эта группа структур представляет собой краевые восточные блоки Молуккской островной дуги, соединенные с о. Новая Гвинея. Граница между ними и главным массивом острова проводится по разломной зоне северо-восточного простирания. С нею связан на юге глубоководный (3652 м) короткий желоб западнее о-вов Ару.

О-ва Ару расположены на краю шельфа Арафурского моря, т. е. на Австралийской платформе. К северо-западу от них по разломной зоне находится залив Тритон, а еще дальше — залив Сарера. Восточные берега этих заливов прямолинейные, ограничены разломами. В поперечной по отношению к структурам Новой Гвинеи разломной зоне располагаются эпицентры слабых и сильных мелкофокусных землетрясений. В очагах этих землетрясений происходят сдвиги и взбросо-сдвиги (*Hamilton,* 1974. Этот поперечный сейсмический пояс сливается в заливе Сарера с главным сейсмическим поясом (см. табл. 104).

Очень сильное землетрясение произошло у о-вов Ару 6 ноября 1943 г. (M=7,6). Сейсмическая катастрофа произошла в заливе Сарера 13 января 1916 г. (M=8,1).

Горы Ван-Рес и горы Маоке. В западной части о. Новая Гвинея — в индонезийской провинции Ириан-Джая — пояс альпийских складчато-глыбовых гор образован двумя параллельными хребтами — Ван-Рес (близ берега) и Маоке (по оси острова). Они разделяются грабен-прогибом с долиной р. Таритату, где выходит на поверхность сейсмофокальная зона, наклоненная на юг — под горы Маоке. По этой зоне происходит поддвиг Южной микроплиты Бисмарка и встречный надвиг Индо-Австралийской плиты. Горы Маоке, как верхняя часть плиты, выдвинуты наиболее высоко (5029 м, г. Джая).

Землетрясения в них происходят умеренно сильные с мелкофокусными очагами (см. табл. 105). Реже здесь происходят промежуточные по глубинам очагов землетрясения (*Hamilton,* 1974).

Горы Ван-Рес расположены в пододвигаемом блоке и не так высоки (1340 м), как горы Маоке. Землетрясения в горах Ван-Рес более сильные, преимущественно мелкофокусные. Особенно сильные землетрясения происходят в разломной зоне, отграничивающей горы от грабена Северного прогиба с долиной р. Таритату. В очагах землетрясений происходят деформации сдвигового характера со смещением северных блоков на запад. Это следствие сильного горизонтального сжатия литосферы при поддвиге ее по сейсмофокальной зоне.

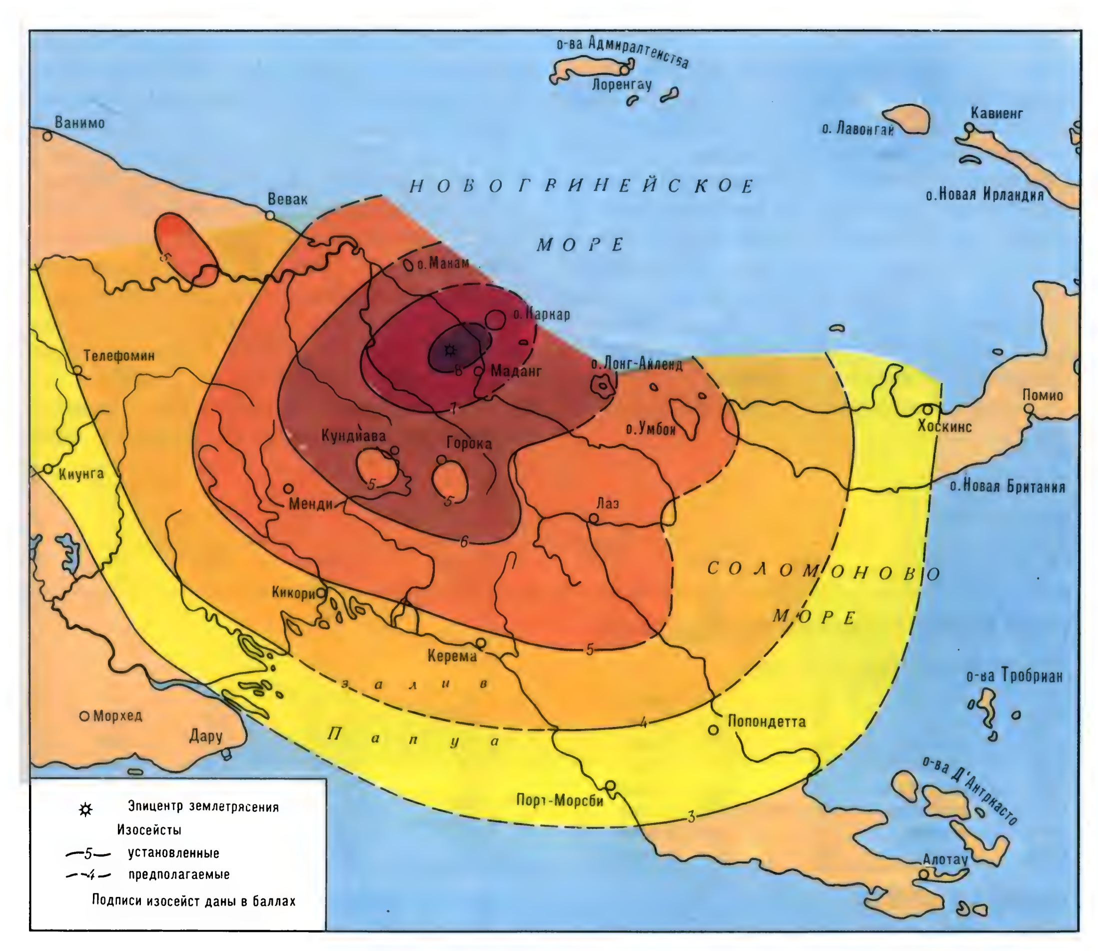
Горы Торричелли и Аделберт. Горстовые горные кряжи Торри-

Таблица 104

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
РАЙОН О-ВОВ АРУ							
1978	апрель	3	08 ч. 48 мин.	6.24	135.27	6,8	80
1982	апрель	22	02 ч. 59 мин.	5.58	133.91	5,3	33
1983	февраль	11	04 ч. 34 мин.	5.52	138.88	5,5	33
1982	июль	10	02 ч. 05 мин.	5.10	133.42	5,3	33
РАЙОНЫ ЗАЛИВА ТРИТОН							
1964	апрель	23	03 ч. 33 мин.	5.40	134.20	6,5	—
1967	ноябрь	1	18 ч: 57 мин.	4.80	135.70	6,3	14
1983	август	23	05 ч. 50 мин.	4.05	133.54	5,9	33
ПЕРЕШЕЕК МЕЖДУ ЗАЛИВАМИ							
1973	апрель	17	12 ч. 34 мин.	4.32	134.26	6,5	28
1981	июль	13	10 ч. 22 мин.	3.46	135.08	6,0	50
1970	ноябрь	8	22 ч. 36 мин.	3.40	135.60	6,8	—
ЗАЛИВ САРЕРА, О-ВА БИАК (СХАУТЕН)							
1979	сентябрь	12	05 ч. 18 мин.	1.21	135.93	7,0	34
1979	сентябрь	13	06 ч. 33 мин.	1.18	136.45	6,4	33
1979	октябрь	17	23 ч. 29 мин.	1.01	136.30	6,4	38
ПЕРИФЕРИЯ БЛОКА П-ОВА ДОБЕРАЙ (ЧЕНДРАВАСИХ)							
1979	ноябрь	16	18 ч. 11 мин.	1.97	134.38	6,6	33
1983	сентябрь	3	15 ч. 26 мин.	0.33	133.34	5,4	34
1968	июль	30	23 ч. 52 мин.	0.20	133.40	6,3	12

Таблица 105

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
СЕВЕРНАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА ГОР ВАН-РЕС							
1980	декабрь	20	14 ч. 50 мин.	0.92	138.64	6,0	3
1983	март	12	17 ч. 05 мин.	2.21	139.33	5,0	64
1981	март	30	17 ч. 05 мин.	2.28	139.15	6,2	3
1986	март	24	19 ч. 32 мин.	2.32	138.68	6,8	33
ОСЕВАЯ ЧАСТЬ ГОР ВАН-РЕС							
1982	март	19	00 ч. 18 мин.	2.43	138.59	6,2	35
1983	май	23	05 ч. 53 мин.	2.49	140.59	4,8	33
1968	июль	2	18 ч. 40 мин.	2.70	138.90	6,3	62
1981	август	17	02 ч. 18 мин.	2.80	139.23	6,4	33
ЮЖНАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА ГОР ВАН-РЕС							
1968	май	28	13 ч. 27 мин.	2.90	139.60	7,4	100
1970	июнь	12	08 ч. 06 мин.	2.90	139.10	6,3	59
1971	январь	10	07 ч. 17 мин.	3.10	139.70	7,9	—
СЕВЕРНЫЙ СКЛОН ГОР МАОКЕ							
1982	ноябрь	3	14 ч. 48 мин.	3.39	139.47	5,1	33
1981	январь	19	15 ч. 11 мин.	3.61	138.94	6,6	33
1983	февраль	1	21 ч. 14 мин.	3.84	139.87	4,9	39
ЮЖНЫЙ СКЛОН ГОР МАОКЕ							
1983	март	16	05 ч. 28 мин.	3.69	140.09	5,2	33
1983	февраль	19	21 ч. 41 мин.	3.78	136.55	5,3	33
1982	декабрь	2	19 ч. 37 мин.	4.15	138.78	5,9	42
1981	февраль	28	03 ч. 16 мин.	4.21	139.66	5,5	33



Землетрясение Мадангское 1970 г.
(по Y. B. Everingham)

челли и Аделберт протягиваются на 550 км вдоль северного берега Новой Гвинеи. С юга они ограничены грабеном Северного прогиба с долинами рек Сепик (у гор Торричелли) и Раму (у гор Аделберт). Широкая депрессия нижнего течения рек Сепик и Раму разобщает горы Торричелли и Аделберт.

Горстовые структуры их осложняют верхнюю часть литосферы Южной микроплиты Бисмарка, которая пододвигается под Индо-Австралийскую плиту по сейсмофокальной зоне. Зона наклонена на юг. Поэтому глубины очагов связанных с ней землетрясений увеличиваются с 3 км на берегу Новогвинейского моря до 127 км в долинах рек Сепик и Раму (см. табл. 106).

В расположенном южнее высокогорном (4 тыс. м) хр. Сентрал-Рейндж происходят редкие, слабые, мелкофокусные землетрясения. Этот хребет образует наиболее высоко выдвинутый блок надвигающейся с юга Индо-Австралийской плиты.

Концентрация эпицентров мелкофокусных землетрясений отмечается по карте землетрясений Индонезийского региона (*Hamilton*, 1974) в горах Торричелли близ 143° в. д. и в горах Аделберт между 145° и 146° в. д. В очагах этих землетрясений происходят сбросо-сдвиговые деформации.

В ряде случаев происходят очень сильные землетрясения по поперечным разломным зонам, секущим горы Аделберт. Примером является Мадангское землетрясение.

З е м л е т р я с е н и е М а д а н г с к о е, 1970 г., 31 октября, 17 ч. 53 мин. В горах Аделберт, в 33 км северо-запад-

нее г. Маданг. 4.95° ю. ш., 145.68° в. д. M=7,0. H=41 км. Сила 8 баллов. Площадь семибалльной изосейсты 10 тыс. км². Более 200 сильных афтершоков. Эпицентры их расположены полосой северо-восточного простирания, секущей горы Аделберт и достигающей о. Каркар в Новогвинейском море. Произошли обвалы в горах. Разрушены мосты и постройки. Цунами на берегу моря между 4°45′ и 5°30′ ю. ш. Высота волн до 3 м. Разрывы подводного телеграфного кабеля. Гибель людей. Убытки 1,7 млн долл. (*Everingham,* 1974, 1975).

В горах Торричелли и Аделберт систематически происходят очень сильные землетрясения с M=7,5 и более (*Brooks,* 1965) (см. табл. 107).

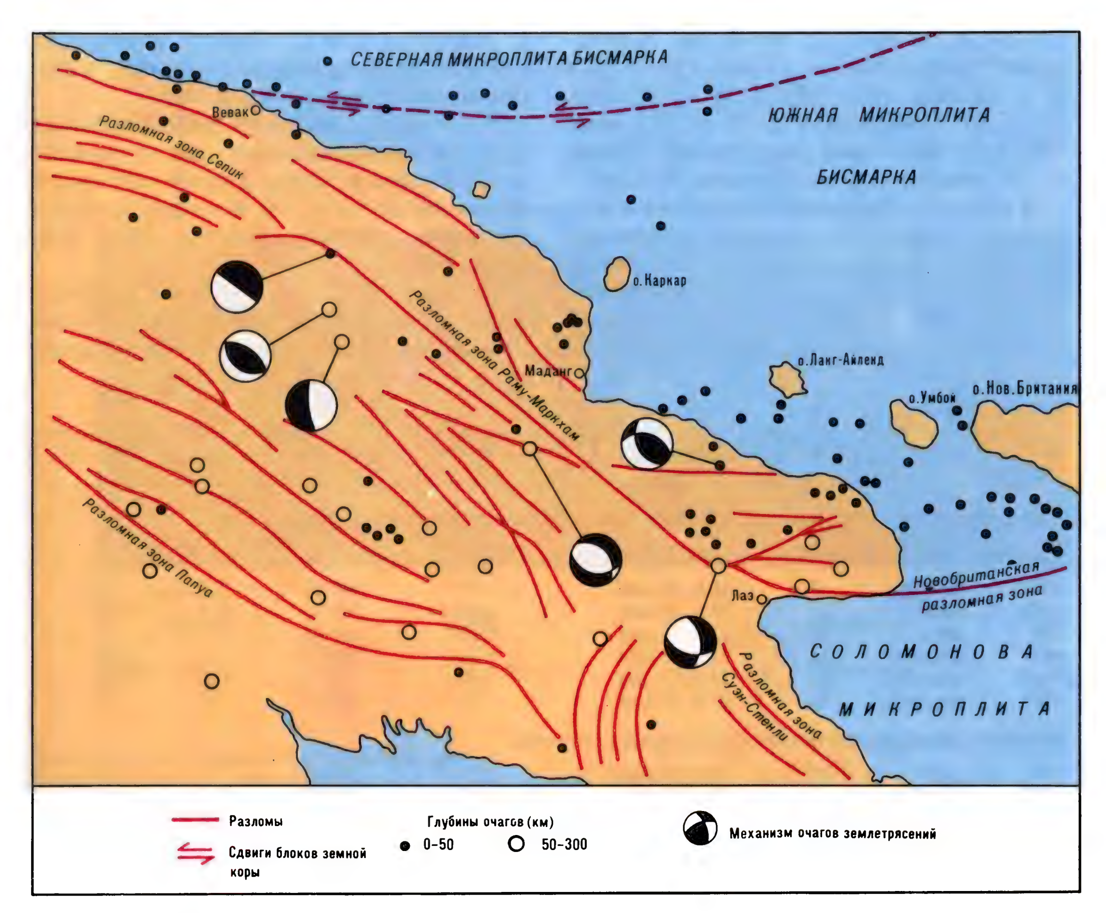
Горы Финистер-Сарувагед и пролив Витязь. Вдоль Берега Миклухо-Маклая на 250 км (от залива Астролейб до п-ова Хьюон) протягиваются высокие (4107 м) горы Финистер-Сарувагед. Параллельно им в море расположен грабен пролива Витязь, отделяющий от Новой Гвинеи вулканические о-ва Каркар, Лонг-Айленд, Умбой и др. С юго-западной стороны гор протягивается грабен долины р. Маркхам, впа-

Таблица 106

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ГОРЫ ТОРРИЧЕЛЛИ И ДОЛИНА Р. СЕПИК							
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1979	апрель	24	21 ч. 14 мин.	3.23	141.68	6,0	44
1980	июнь	6	23 ч. 32 мин.	4.01	141.96	6,2	59
1981	ноябрь	25	09 ч. 37 мин.	3.25	142.42	6,2	50
1980	сентябрь	26	15 ч. 21 мин.	3.18	142.63	6,6	48
1968	сентябрь	8	15 ч. 12 мин.	3.70	143.00	6,2	29
1968	сентябрь	28	13 ч. 53 мин.	3.70	143.30	6,3	7
1981	ноябрь	6	16 ч. 48 мин.	3.40	143.90	6,8	33
1986	июнь	24	03 ч. 11 мин.	4.32	143.92	7,3	33
ДОЛИНА Р. СЕПИК							
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1970	ноябрь	28	20 ч. 23 мин.	4.10	142.90	6,2	114
1980	июль	16	19 ч. 57 мин.	4.35	143.60	7,6	80
1964	апрель	24	05 ч. 56 мин.	5.10	144.20	6,8	99
ГОРЫ АДЕЛБЕРТ							
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1970	ноябрь	12	06 ч. 07 мин.	5.10	145.10	6,6	15
1970	октябрь	31	17 ч. 53 мин.	4.90	145.50	6,8	42
1981	октябрь	4	00 ч. 01 мин.	4.32	146.14	6,6	3 в море
ДОЛИНА Р. РАМУ							
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1966	декабрь	14	21 ч. 08 мин.	4.70	144.00	6,2	87
1982	август	14	14 ч. 28 мин.	4.90	144.13	5,8	127
1964	февраль	24	05 ч. 56 мин.	5.00	144.70	7,0	110

Таблица 107

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*
1917	июль	29	3.50	141.00	7,6
1935	сентябрь	20	3.50	141.80	7,9
1918	июль	3	3.50	142.50	7,5
1952	ноябрь	6	5.00	145.50	7,5



Механизм очагов землетрясений Новой Гвинеи (грабен Раму — Маркхам) (по G. Pascal)

дающей в залив Хьюон Соломонова моря. Все эти структуры сейсмичны вследствие движений литосферы в Новобританской сейсмофокальной зоне. Выход ее прослеживается с востока на запад от Новобританского глубоководного (8320 м) желоба через залив Хьюон в грабен долины р. Маркхам. Новобританская сейсмофокальная зона наклонена на север. В ней происходит поддвиг Соломоновоморской микроплиты под Южную микроплиту Бисмарка. В западной части зоны процессами поддвига затронуты горы Финистер-Сарувагед.

Землетрясения, связанные с этой зоной, имеют очаги на глубинах от 50 до 250 км. Сильное дробление литосферы на краях горстовых блоков обусловливает большое количество слабых мелкофокусных землетрясений, эпицентры которых расположены близ эпицентров промежуточных землетрясений в проливе Витязя, у о-вов Каркар, Лонг-Айленд и Умбой. Это обусловливает очень сильные и даже катастрофические сдвиговые землетрясения. Примером служит землетрясение на п-ове Хьюон.

З е м л е т р я с е н и е Х ь ю о н с к о е, 1906 г., 15 сентября, 1 ч. 30 мин. Эпицентр на п-ове Хьюон. 7° ю. ш., 147° в. д. M=8,1. Сила 10 баллов. Грандиозные обвалы в горах и долинах. Запруживание рек с последующим катастрофическим прорывом воды. Цунами высотой до 1,5 м. Гибель людей *(Соловьев, Го,* 1974).

В заливе Хьюон тоже происходят очень сильные землетрясения. Таким был толчок 23 декабря 1966 г. в 15 ч. 20 мин. 7.1° ю. ш., 148.3° в. д. M=7,1. H=46 км. Оно имело сдвиговый характер.

З е м л е т р я с е н и е У м б о й с к о е, 1987 г., 8 февраля, 18 ч. 34 мин. Эпицентр в районе о. Умбой. 5.79° ю. ш.,

147.14° в. д. M=7,2. H=40 км. Афтершоки 9 февраля в 2 ч. 11 мин. (M=5,3), в 6 ч. 48 мин. (M=5,6), в 18 ч. 17 мин. (M=5,9) 11 февраля в 01 ч. 15 мин. (M=5,3). Массовые разрушения зданий, дорог, мостов (по сообщениям печати).

В долине р. Маркхам находится и восточное окончание главной сейсмофокальной зоны Новой Гвинеи. Она наклонена на юг и сложно сочетается с Новобританской сейсмофокальной зоной. Поэтому к югу от грабена долины р. Маркхам, под хр. Бувуту, происходят сильные землетрясения с очагами на глубинах до 167 км (см. табл. 108).

В условиях сложного взаимодействия двух сейсмофокальных зон в районе п-ова Хьюон и залива Хьюон систематически, но не часто происходят катастрофические толчки (*Brooks,* 1965) (см. табл. 109).

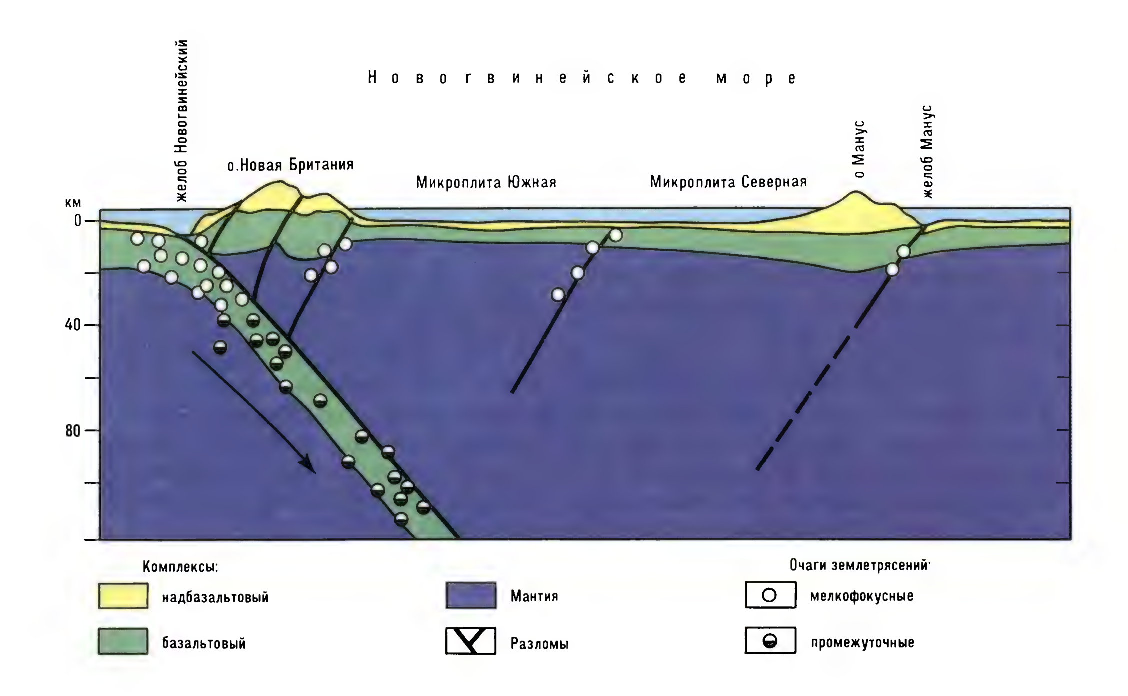
О-ва Д'Антркасто расположены у восточной оконечности Новой Гвинеи на продолжении структуры хр.

Таблица 108

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНОЕ ОКОНЧАНИЕ НОВОБРИТАНСКОЙ СЕЙСМОФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ							
ПОВЕРХНОСТНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЗАЛИВА ХЬЮОН							
1987	февраль	8	18 ч. 34 мин.	5.79	147.14	7,2	40
1983	март	11	03 ч. 11 мин.	6.67	147.36	6,3	50
1981	июнь	10	23 ч. 41 мин.	7.24	147.74	5,2	57
1966	декабрь	23	15 ч. 50 мин.	7.10	148.30	7,2	46
1968	сентябрь	16	13 ч. 55 мин.	6.10	148.70	6,8	59
1987	февраль	11	01 ч. 15 мин.	7.15	147.19	5,3	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ГОР ФИНИСТЕР-САРУВАГЕД							
1971	март	13	19 ч. 12 мин.	5.70	145.40	6,6	118
1965	декабрь	7	22 ч. 19 мин.	6.40	146.30	6,4	118
1977	октябрь	29	20 ч. 16 мин.	6.00	146.40	6,2	90
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПРОЛИВА ВИТЯЗЯ							
1981	март	21	23 ч. 00 мин.	5.21	146.61	6,1	220
1983	февраль	25	22 ч. 04 мин.	5.52	146.73	6,0	220
1983	январь	16	22 ч. 10 мин.	5.83	146.91	6,3	180
1967	ноябрь	14	05 ч. 28 мин.	5.40	147.16	6,0	201
1969	март	10	06 ч. 54 мин.	5.60	147.20	6,0	206
1976	май	21	06 ч. 42 мин.	5.50	147.70	6,0	100
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ПРОЛИВА ВИТЯЗЯ							
1982	ноябрь	11	11 ч. 56 мин.	5.14	146.74	5,1	33
1982	ноябрь	17	09 ч. 44 мин.	5.04	147.17	5,4	33
1982	февраль	17	08 ч. 44 мин.	5.75	147.38	5,5	33
1983	май	7	06 ч. 11 мин.	6.03	147.42	5,1	33
1983	март	13	02 ч. 54 мин.	5.15	147.44	5,3	33
1984	ноябрь	18	14 ч. 35 мин.	6.00	147.80	6,0	—
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ДОЛИНЫ Р. МАРКХАМ И ГОР БУВУТУ							
1981	март	12	10 ч. 43 мин.	6.94	146.17	5,7	167
1963	февраль	26	20 ч. 14 мин.	7.50	146.20	7,5	171
1982	январь	26	13 ч. 23 мин.	7.27	146.46	5,9	140
1971	сентябрь	25	04 ч. 36 мин.	6.50	146.60	6,8	115

Таблица 109

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*
1906	сентябрь	14	7.00	145.00	8,1
1978	май	12	6.00	147.80	7,5
1947	май	6	6.60	148.80	7,6



Земная кора и землетрясения островной дуги Новая Британия (по Johnson et al., с изменениями)

Оуэн-Стенли. Они находятся на южной границе Соломоновоморской литосферной микроплиты. Процессы, происходящие здесь, обусловливают частые слабые и сильные мелкофокусные землетрясения. Многие сильные землетрясения имеют очаги на глубине лишь нескольких километров (см. табл. 110).

О-в Новая Британия. Соломоновоморская микроплита сформировалась в позднем олигоцене. Ее северная разломная граница с Новобританским желобом косо сочленяется с разломом у о-вов Тробриан, отделяющих микроплиту от литосферного блока Новой Гвинеи. Эти разломы сейсмичны (*Honza, Davies et al.,* 1987). О-в Новая Британия протягивается дугой на 500 км, образуя восточную ветвь Северо-Новогвинейско-Новобританской островной дуги. Он находится на границе Соломоновоморской микроплиты и Южной микроплиты Бисмарка, где происходит поддвиг литосферы Соломоновоморской микроплиты. Новобританская сейсмофокальная зона выходит на дне Соломонова моря в Новобританском глубоководном (8320 м) желобе. Она наклонена под о. Новую Британию и под Южную микроплиту Бисмарка, прослеживаясь по очагам землетрясений до глубины 550 км.

Таблица 110

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1983	май	4	07 ч. 58 мин.	9.47	149.70	5,5	33
1982	январь	14	09 ч. 54 мин.	9.24	151.39	6,1	3
1971	январь	25	00 ч. 18 мин.	9.60	151.40	6,7	38
1970	январь	6	05 ч. 36 мин.	9.80	151.50	6,7	38
1984	январь	15	13 ч. 48 мин.	9.48	151.87	6,5	3
1982	сентябрь	21	00 ч. 46 мин.	9.43	152.09	6,0	3
1982	сентябрь	21	01 ч. 28 мин.	9.17	152.12	6,4	3
1982	январь	13	00 ч. 07 мин.	9.26	152.27	6,5	3
1982	октябрь	3	11 ч. 02 мин.	9.02	152.47	5,1	3

Под Новогвинейским морем она обрезается широтно ориентированной сейсмофокальной зоной на границе Южной и Северной Бисмарковых микроплит. Изобаты сейсмофокальной зоны косо секут о. Новая Британия, ориентированы поперек о. Новая Ирландия. На Новой Британии и вдоль северного ее берега в море протягивается полоса эпицентров мелкофокусных слабых и сильных землетрясений. Некоторые эпицентры расположены на глубоководном Новобританском желобе и на северном краю Соломоновоморской микроплиты. Это свидетельствует о сильном сжатии северного края микроплиты вследствие поддвига его под Южную микроплиту Бисмарка. Деформации в очагах землетрясений показывают, что в сейсмофокальной зоне Новой Британии преобладают растяжения.

О-в Новая Британия пересечен несколькими поперечными глубинными разломами, к которым приурочены более глубокие очаги землетрясений. Особенно заметную роль играет разлом, ограничивающий п-ов Газель с юга. Дело в том, что п-ов Газель представляет собой фрагмент Адмиралтейско-Соломоновой островной дуги, недавно причленившейся к о. Новая Британия. Разлом продолжает сейсмофокальную зону Бугенвильского глубоководного желоба в Новогвинейское море до границы Северной микроплиты Бисмарка.

По данным J. A. Brooks (1965), особенно интенсивная сейсмичность характерна для юго-восточного берега Новой Британии между 151 и 152° в. д., для восточного берега п-ова Газель, а также для близлежащего берега о. Новая Ирландия. Здесь происходят частые землетрясения с М=7 и больше (см. табл. 111).

На Новой Британии происходят и катастрофические землетрясения с магнитудой М=7,5 и больше (см. табл. 112).

Таблица 111

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЮЖНЕЕ О. НОВАЯ БРИТАНИЯ							
1982	сентябрь	14	18 ч. 17 мин.	6.67	148.49	6,1	3
1980	апрель	25	21 ч. 06 мин.	6.38	151.45	6,0	63
1981	декабрь	6	12 ч. 51 мин.	5.82	151.75	6,7	66
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ СЕВЕРНЕЕ НОВОБРИТАНСКОГО ЖЕЛОБА (с запада на восток)							
МЕЛКОФОКУСНЫЕ							
1981	февраль	24	16 ч. 17 мин.	5.84	148.35	6,4	52
1964	ноябрь	17	08 ч. 16 мин.	5.70	150.70	7,3	60
1968	март	7	13 ч. 22 мин.	5.90	151.10	6,0	39
1981	август	26	16 ч. 32 мин.	5.16	151.24	6,2	50
1923	ноябрь	2	—	4.50	151.50	7,2	50
1981	май	28	22 ч. 14 мин.	5.30	151.58	6,6	50
1966	февраль	22	05 ч. 03 мин.	5.40	151.60	6,7	59
1980	июнь	25	23 ч. 18 мин.	5.04	151.72	6,5	33
1964	февраль	14	16 ч. 30 мин.	5.10	151.80	6,1	58
1981	август	7	11 ч. 35 мин.	4.98	151.84	6,4	3
1983	декабрь	21	23 ч. 32 мин.	5.07	151.99	6,2	33
1971	август	9	20 ч. 02 мин.	5.80	152.20	6,3	24
1980	июнь	18	09 ч. 18 мин.	4.84	152.33	6,4	33
1986	сентябрь	11	00 ч. 18 мин.	4.58	152.36	6,7	33
1982	май	30	01 ч. 25 мин.	4.96	152.54	6,4	50
1968	февраль	12	05 ч. 45 мин.	5.00	153.30	7,3	66
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ							
1976	май	22	10 ч. 12 мин.	5.60	148.30	6,3	160
1982	сентябрь	4	22 ч. 26 мин.	5.42	149.43	5,3	126
1970	май	9	18 ч. 00 мин.	4.40	151.70	6,2	203
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ							
1983	январь	12	16 ч. 18 мин.	4.04	150.05	4,8	550

Таблица 112

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*М*	*Н, км*
1910	сентябрь	7	—	6.00	151.00	7,5	80
1945	декабрь	28	—	6.10	150.50	7,8	—
1944	май	25	—	2.50	152.80	7,5	—

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ НОВОГВИНЕЙСКОГО МОРЯ И АДМИРАЛТЕЙСКО-СОЛОМОНОВОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Восточнее Новой Гвинеи расположены Северная и Южная микроплиты Бисмарка, Соломоновоморская и Северная Коралловоморская микроплиты. Совокупность их окаймлена с севера и с востока Адмиралтейско-Соломоновой островной дугой. Вдоль нее с океанической стороны протягивается Западно-Меланезийский глубоководный желоб — выход на дне океана сейсмофокальной зоны, по которой в миоцене происходил поддвиг океанической литосферы.

В настоящее время поддвиг в этой зоне не происходит. Юго-восточным продолжением этой разломной зоны является Северо-Соломоновый глубоководный (6767 м) желоб — выход сейсмофокальной зоны, по которой происходит довольно интенсивный поддвиг океанической литосферы под Соломонову островную дугу, и возникают землетрясения (см. табл. 113, 114).

Северная и Южная микроплиты Бисмарка расположены в Новогвинейском море и ограничены с востока разломной зоной, протянувшейся вдоль о-вов Лавонгай (Новый Ганновер) и Новая Ирландия на 500 км. В этой зоне тоже происходят землетрясения. Соломоновоморская микроплита ограничена с севера Новобританским (8320 м), а с востока — Бугенвильским (9140 м) и Гуадалканал-Сан-Кристобальским (8332 м) глубоководными желобами. Это выходы сейсмофокальных зон, где происходят многочисленные сильные землетрясения.

Граница между Северной и Южной микроплитами Бисмарка расположена приблизительно по параллели 3° 30′ ю. ш. Сейсмичность Южной микроплиты Бисмарка обусловлена процес-

Таблица 113

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*М*	*Н, км*
РАЙОН О-ВОВ АДМИРАЛТЕЙСТВА							
1964	июнь	28	12 ч. 52 мин.	1.00	149.50	6,70	—
1982	май	25	22 ч. 01 мин.	1.43	145.12	5,2	30
1964	июнь	28	12 ч. 51 мин.	1.80	149.70	6,2	7
1983	декабрь	20	16 ч. 58 мин.	1.81	144.78	6,2	33
1981	январь	19	21 ч. 44 мин.	2.79	145.35	6,1	33
1963	январь	28	12 ч. 12 мин.	2.80	149.80	6,4	33
РАЙОН ГРАНИЦЫ СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ МИКРОПЛИТ БИСМАРКА							
1983	декабрь	15	14 ч. 11 мин.	2.92	145.36	6,5	3
1984	январь	4	03 ч. 46 мин.	5.25	146.09	5,6	3
1981	май	18	15 ч. 43 мин.	3.38	149.45	6,1	6
1968	декабрь	7	04 ч. 58 мин.	3.40	145.90	6,5	15
1983	сентябрь	25	02 ч. 15 мин.	3.49	150.02	6,0	3
РАЙОН ЮЖНЕЕ ГРАНИЦЫ МИКРОПЛИТ БИСМАРКА							
1983	август	22	23 ч. 17 мин.	3.22	146.72	5,8	33
1981	апрель	10	00 ч. 24 мин.	3.30	146.58	6,0	33
1964	февраль	12	20 ч. 32 мин.	3.50	146.60	6,0	33
1984	март	27	20 ч. 07 мин.	3.81	145.70	6,6	36

сами поддвига литосферы по Новобританской сейсмофокальной зоне (см. выше). Сейсмичность Северной микроплиты Бисмарка связана с местными движениями литосферы по разломам сравнительно неглубокого заложения. Отчасти она обусловлена воздействием разломов Западно-Меланезийской сейсмофокальной зоны. Поэтому землетрясения здесь мелкофокусные.

О-ва Адмиралтейства и соседние с ними попадают в сферу влияния этой зоны. Глубина очагов землетрясений не превышает здесь 50 км. На границе Северной и Южной микроплит Бисмарка глубина очагов землетрясений уменьшается до 3 км, но к югу от границы увеличивается до 33 км.

Иногда в Новогвинейском море происходят и катастрофические землетрясения. Примером является катастрофа 27 октября 1918 г. Эпицентр землетрясения имел координаты 2.00° ю. ш., 148.00° в. д. M=7,5. H=50 км.

О-ва Лавонгай (Новый Ганновер) и Новая Ирландия образуют узкую слабовыпуклую на северо-восток дугу длиной около 500 км. Она вытянута вдоль северо-западного продолжения сейсмофокальной зоны Бугенвильского желоба. Под Новой Ирландией расположен северо-восточный фланг Новобританской сейсмофокальной зоны. Ее изолинии на глубинах 400—450 км ориентированы поперек о-ва.

Таким образом, в районе Новой Ирландии и ближайших к ней небольших островов происходит сложное взаимодействие подвижек литосферы по двум сейсмофокальным зонам — Новобританской и Бугенвильской. Это обусловливает большое количество землетрясений с разными глубинами очагов (см. табл. 114).

В районе Новой Ирландии происходят и катастрофические землетрясения: 1 января 1916 г. (4.00° ю. ш., 154.00° в. д., M=7,8), 2 февраля 1920 г. (4.00° ю. ш., 152.00° в. д., M=7,7), 29 сентября 1946 г. (5.10° ю. ш., 153.10° в. д., M=7,8), 10 октября 1955 г. (5.50° ю. ш., 153.00° в. д., M=7,7).

З е м л е т р я с е н и е Н о в о и р л а н д с к о е, 1971 г., 26 июля, 11 ч. 23 мин. Эпицентр в Соломоновом море. 4.9° ю. ш., 153.2° в. д. M=7,9. H=50 км. Сила до 9 баллов. Сотрясения охватили о-ва Новая Ирландия, Новая Британия, Бугенвиль. Афтершоки имели эпицентры, расположенные поперек Адмиралтейско-Соломоновой островной дуги. Сильные разрушения построек на островах. Цунами высотой до 30 см (*Соловьев и др.*, 1986).

Таблица 114

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1983	сентябрь	24	17 ч. 18 мин.	2.66	150.84	6,4	3
1968	июль	21	05 ч. 52 мин.	3.20	150.70	6,1	5
1973	май	12	16 ч. 20 мин.	3.70	152.10	6,6	13
1970	июль	19	09 ч. 23 мин.	3.80	152.40	6,2	20
1982	август	12	02 ч. 13 мин.	3.86	153.08	6,5	33
1971	июль	18	14 ч. 31 мин.	4.80	153.30	6,6	46
1971	июль	26	01 ч. 23 мин.	4.90	153.20	7,7	48
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1983	март	24	16 ч. 48 мин.	3.38	153.04	6,3	70
1980	февраль	12	16 ч. 48 мин.	3.38	153.04	6,3	70
1964	декабрь	24	18 ч. 46 мин.	4.40	153.10	6,1	78
1983	март	21	04 ч. 06 мин.	4.69	153.77	5,7	70
1968	февраль	12	05 ч. 45 мин.	5.50	153.20	7,2	74
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1954	июнь	7	—	3.50	152.50	7,0	450
1956	январь	31	—	3.50	152.50	7,5	400
1981	октябрь	18	21 ч. 06 мин.	3.59	152.40	4,9	450

Соломонова островная дуга имеет сложное строение. Она протягивается в юго-восточном направлении на 1200 км при максимальной ширине 200 км. В ней различают три продольные тектонические зоны: вулканическую (вдоль Соломонова моря), центральную и притихоокеанскую. Формирование их происходило в течение всего неогена с переменным преобладанием поддвига литосферы то с тихоокеанской, то с соломоновоморской сторон *(Lay, Kanamori,* 1980).

Центральная тектоническая зона охватывает северную часть о. Бугенвиль, о. Шуазель, юго-восточную половину о. Санта-Исабель, о-ва Флорида, Гуадалканал и Сан-Кристобаль. Вулканическая присоломоновоморская тектоническая зона включает большую часть о. Бугенвиль, о. Нью-Джорджия, западную часть о. Гуадалканал. В притихоокеанской зоне находятся о-ва Малаита, Улава, северная часть о. Санта-Исабель, восточная часть о. Сан-Кристобаль.

Притихоокеанская зона отделяется от центральной главным сдвигом Соломоновых о-вов. Он протягивается через о. Бугенвиль, продолжается южнее о. Шуазель, проходит по южной части о. Санта-Исабель. Далее сдвиг прослеживается восточнее о-вов Флорида и Гуадалканал, севернее о. Сан-Кристобаль. Западное крыло сдвига смещается на юго-восток. Характерной особенностью геодинамики Соломоновых о-вов является поддвиг Индо-Австралийской литосферной плиты под Тихоокеанскую со скоростью около 4,5 см/год *(Wesnousky et al.,* 1986; *Fisher,* 1988).

Сложное геологическое строение Соломоновых о-вов обусловливает сложное сочетание сейсмофокальных зон и распределение в них очагов землетрясений. В очагах промежуточных землетрясений происходит растяжение литосферы, а в очагах глубокофокусных — сильное сжатие (*Pascal,* 1979). Для Соломоновых о-вов характерно крутое падение сейсмофокальных зон. Вследствие этого эпицентры промежуточных землетрясений располагаются среди эпицентров мелкофокусных.

Сейсмические зоны Соломоновых о-вов можно подразделить на северную, среднюю и южную группы. **Северные Соломоновы о-ва** тянутся вдоль о-вов Кука и Бугенвиль. Литосферный блок этих островов расположен кулисообразно относительно блока Новой Ирландии, от которого он отделен разломами вдоль глубоководной (4680 м) впадины. С юго-западной стороны блок ограничен сейсмофокальной зоной Бугенвильского желоба. С ней связана западная сейсмическая зона северных Соломоновых о-вов. С северо-восточной стороны блок ограничен Северо-Соломоновой сейсмофокальной зоной. К ней приурочена восточная сейсмическая зона. Западная сейсмическая зона является главной на севере Соломоновых о-вов. Ее сейсмофокальная зона имеет сложное строение. Она осложнена разломами, к которым приурочены очаги мелкофокусных землетрясений (см. табл. 115). Некоторые из них расположены на краю Соломоновоморской микроплиты. Эпицентры их расположены в Соломоновом море за пределами Бугенвильского желоба, что свидетельствует о сильном дроблении края микроплиты при ее поддвиге под северные Соломоновы о-ва.

Поэтому здесь происходят довольно частые катастрофические землетрясения: 6 мая 1919 г. (5.00° ю. ш., 154.00° в. д., M=7,9), 30 января 1939 г. (6.50° ю. ш., 155.50° в. д., M=7,8), 23 апреля 1953 г. (4.00° ю. ш., 154.00° в. д., M=7,8), 16 августа 1955 г. (6.50° ю. ш., 155.00° в. д., M=7,5), 14 июля 1971 г. (5,50° ю. ш., 153.90° в. д., M=7,8), 18 марта 1983 г. (4.88° ю. ш., 153.76° в. д., M=7,6).

З е м л е т р я с е н и е н а о. Б у г е н в и л ь, 1939 г., 30 января, 12 ч. 18 мин. Эпицентр на южном конце о-ва Бугенвиль близ порта Буин. 06.5° ю. ш., 155.5° в. д. M= 7,8. Сила 9 баллов. Многочисленные афтершоки. Сильные разрушения построек в южной части острова. Опускание берегов на протяжении 50 км. Разломы на поверхности земли. Гибель людей *(Соловьев, Го,* 1974).

Восточная сейсмическая зона связана с местной сейсмофокальной зоной, по которой отдельные блоки Тихоокеанской плиты поддвигаются под Соломонову островную дугу. Здесь происходят промежуточные и глубокофокусные землетрясения (см. табл. 116).

Таблица 115

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ							
1967	сентябрь	28	04 ч. 57 мин.	6.60	153.40	6,4	44
1979	август	13	03 ч. 03 мин.	4.66	153.55	6,3	15
1986	октябрь	14	16 ч. 53 мин.	4.96	154.10	6,8	33
1970	август	13	16 ч. 49 мин.	6.10	154.10	6,3	21
1983	март	23	06 ч. 09 мин.	5.35	154.15	6,2	33
1980	май	15	21 ч. 54 мин.	5.95	154.22	6,2	3
1980	май	5	23 ч. 00 мин.	5.72	154.27	6,1	33
1980	май	14	11 ч. 26 мин.	5.89	154.29	6,5	3
1980	сентябрь	28	18 ч. 26 мин.	6.19	154.54	6,3	40
1970	сентябрь	23	12 ч. 05 мин.	6.50	154.60	6,3	39
1981	декабрь	13	01 ч. 39 мин.	6.19	154.66	6,2	40
1986	март	6	12 ч. 31 мин.	6.89	155.69	6,6	3
1967	апрель	10	15 ч. 03 мин.	7.30	155.80	6,1	47
1980	январь	6	05 ч. 51 мин.	7.62	155.81	6,3	3
МЕЛКОФОКУСНО-ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ							
1983	март	20	13 ч. 46 мин.	4.38	153.42	6,6	76
1970	декабрь	28	20 ч. 03 мин.	5.20	153.60	6,7	61
1967	декабрь	25	01 ч. 23 мин.	5.30	153.70	7,0	64
1969	август	5	16 ч. 33 мин.	5.20	153.80	6,5	69
1967	октябрь	4	17 ч. 21 мин.	5.70	153.90	6,7	59
1968	март	9	03 ч. 19 мин.	5,60	154.00	7,0	86
1971	октябрь	4	01 ч. 30 мин.	5.80	154.20	6,6	74
1971	август	9	12 ч. 12 мин.	5.90	154.30	6,6	63
1971	декабрь	11	07 ч. 25 мин.	6.10	154.50	6,5	65
1971	октябрь	16	05 ч. 15 мин.	6.00	154.50	6,3	76
1971	декабрь	4	02 ч. 26 мин.	6.00	154.60	6,4	78
1981	май	9	16 ч. 06 мин.	5.00	154.64	6,5	66
1964	апрель	17	06 ч. 00 мин.	6.60	155.00	6,0	74
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ							
1970	август	28	01 ч. 03 мин.	4.60	153.10	6,9	88
1979	апрель	7	02 ч. 04 мин.	4.22	153.39	6,1	100
1976	июнь	3	16 ч. 44 мин.	5.20	153.40	7,1	88
1976	май	23	06 ч. 01 мин.	4.90	153.70	6,8	103
1971	октябрь	15	15 ч. 14 мин.	5.50	153.90	6,5	120
1968	январь	7	09 ч. 51 мин.	5.10	153.90	6,1	118
1983	апрель	12	22 ч. 45 мин.	4.88	153.95	6,0	101
1976	май	22	03 ч. 00 мин.	5.60	154.40	6,0	90
1977	июль	8	08 ч. 48 мин.	5.80	154.50	6,0	110
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ							
1964	август	13	00 ч. 31 мин.	5.50	154.30	6,5	392
1981	апрель	5	03 ч. 18 мин.	6.11	154.47	6,0	300
1932	январь	9	—	6.20	154.50	7,3	380
1983	июль	3	06 ч. 11 мин.	5.49	154.57	5,3	380
1964	август	13	00 ч. 31 мин.	5.60	154.60	6,8	400

Таблица 116

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1968	ноябрь	28	16 ч. 30 мин.	6.70	156.30	5,9	140
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1980	июль	29	24 ч. 00 мин.	3.80	154.44	5,3	450
1980	март	29	04 ч. 08 мин.	4.46	154.92	6,1	440
1912	сентябрь	1	—	4.50	155.00	7,0	430
1965	июль	6	18 ч. 37 мин.	4.50	155.10	6,2	509

Средние и южные Соломоновы о-ва отличаются от северных большой шириной островной дуги, развитием всех трех продольных тектонических зон. С севера вдоль островов протягивается желобообразная впадина, а с юга — глубоководный желоб Гуадалканал — Сан-Кристобаль. Это выходы двух сейсмофокальных зон, наклоненных под дугу навстречу друг другу. Они осложнены многочисленными продольными и поперечными разломами. Особенно важно значение разломов северо-восточного простирания. Это крутопадающие сбросы (*Wesnousky et al.*, 1986).

Западная сейсмическая зона является главной. Она протягивается от пролива Бугенвиль до юго-восточного окончания желоба Гуадалканал — Сан-Кристобаль. Для этой зоны характерен очень большой разброс очагов мелкофокусных землетрясений. Они проектируются на край Соломоновоморской микроплиты, на островодужную подводную террасу, на проливы между островами. С поперечными разломами связаны очаги промежуточных и редких глубокофокусных землетрясений.

Глубокофокусное землетрясение 18 августа 1968 г. характерно сбросовой

Таблица 117

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
РАЙОН О-ВОВ НЬЮ-ДЖОРДЖИЯ							
1983	апрель	24	09 ч. 09 мин.	8.36	156.80	6,3	33
1980	декабрь	21	18 ч. 26 мин.	8.82	158.28	6,2	3
1979	ноябрь	6	11 ч. 39 мин.	9.22	158.56	6,5	33
РАЙОН О. ГУАДАЛКАНАЛ							
1968	январь	19	06 ч. 04 мин.	9.40	158.40	6,5	33
1984	февраль	8	00 ч. 40 мин.	9.53	160.04	6,2	33
1977	ноябрь	22	15 ч. 57 мин.	10.00	160.70	6,8	50
1976	июль	5	08 ч. 20 мин.	10.00	161.00	6,5	61
РАЙОН О. САН-КРИСТОБАЛЬ							
1979	октябрь	23	09 ч. 51 мин.	10.52	161.49	7,0	40
1980	февраль	22	21 ч. 16 мин.	10.62	161.85	6,3	32
1982	октябрь	19	16 ч. 19 мин.	11.12	162.84	6,3	3
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ И ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ							
РАЙОН О-ВОВ ГУАДАЛКАНАЛ И САН-КРИСТОБАЛЬ							
1973	июнь	9	08 ч. 21 мин.	10.30	161.40	6,8	70
1971	февраль	26	04 ч. 56 мин.	10.40	161.30	6,7	30
1970	декабрь	29	02 ч. 26 мин.	10.90	161.40	6,6	72
1968	август	18	18 ч. 38 мин.	10.10	159.90	6,2	528

Таблица 118

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1969	январь	5	13 ч. 27 мин.	8.00	158.90	7,2	47
1984	февраль	7	21 ч. 33 мин.	9.30	160.27	7,4	49
1981	октябрь	9	12 ч. 20 мин.	9.73	161.66	6,5	3
1982	декабрь	5	05 ч. 48 мин.	9.73	161.02	6,5	50
1970	декабрь	2	15 ч. 26 мин.	10.90	163.50	6,5	36
1971	март	16	12 ч. 32 мин.	10.90	163.70	6,2	42
1982	март	27	13 ч. 45 мин.	11.43	163.34	6,2	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1979	январь	17	14 ч. 16 мин.	8.82	160.88	5,4	126

деформацией в его очаге. Это свидетельствует о наличии растяжения в литосфере вдоль разлома, к которому приурочен очаг на глубине 528 км (см. табл. 117). В Восточной сейсмической зоне землетрясения происходят реже, чем в Западной (см. табл. 118).

Иногда близ желоба Гуадалканал происходят катастрофические землетрясения. Таков сейсмический толчок у о. Гуадалканал в 1939 г.

Землетрясение Гуадалканал, 1939 г., 30 апреля, 13 ч. 58 мин. Эпицентр близ о. Гуадалканал. 10.5° ю. ш., 158.5° в. д. M=8,0. H=50 км. Многочисленные сильные афтершоки. Повреждение построек на о-вах Гудалканал и Санта-Исабель. Появление разломов на о. Саво. Цунами затопило ряд прибрежных деревень на островах. Погибли 12 человек *(Соловьев, Го,* 1974).

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ САНТА-КРУС, НОВЫЕ ГЕБРИДЫ, ЛУАЙОТЕ, ФИДЖИ

Юго-восточная часть Австралазийской суперрегиональной системы островных дуг образована панрегиональной системой, состоящей из двух ветвей, расположенных почти под прямым углом друг к другу. Это о-ва Санта-Крус и Новые Гебриды в одной ветви, подводный хр. Хантер и о-ва Фиджи — в другой. Общая длина этой системы около 3 тыс. км. Она отделяет окраинные Коралловое море и море Фиджи от Тихого океана.

Близ вершины прямого угла, около Новой Каледонии, расположены небольшие о-ва Луайоте, в районе которых сейсмичность очень интенсивна.

О-ва Санта-Крус и Новые Гебриды сопровождаются с западной стороны глубоководными желобами Арго (9174 м) и Новогебридским (7633 м). Это выходы сейсмофокальных зон, наклоненных на восток — под дуги. С ними связаны очаги многочисленных мелкофокусных и промежуточных землетрясений. В них происходят деформации литосферы, свидетельствующие о ее растяжении и сдвигах *(Sykes,* 1964).

Подводный хр. Хантер слабосейсмичен. Он представляет собой своеобразный трансформный разлом. Северное крыло его смещается на запад. С юга хр. Хантер сопровождается желобом Хантер (6584 м). Севернее хребта расположено подводное плато **Фиджи.** Это погруженный массив, разбитый разломами и ограниченный на северо-западе желобом Витязя. С разломами плато связаны землетрясения.

Архипелаг Фиджи находится в меридиональной зоне эпицентров глубокофокусных землетрясений сейсмофокальной зоны Тонга — Кермадек (см. выше). Сводовое поднятие о-вов Фиджи разбито разломами, с которыми связаны мелкофокусные землетрясения.

Архипелаг **Санта-Крус** расположен в узле пересечения сейсмофокальных зон Сан-Кристобаль и Арго. С севера его литосферная глыба ограничена сейсмофокальной зоной желоба Витязя. Таким образом, архипелаг Санта-Крус находится в сфере воздействия нескольких сейсмофокальных зон. Через южную часть архипелага прослеживается поперечный разлом. Это обусловливает многочисленные землетрясения, в том числе и катастрофические. К числу последних можно отнести землетрясения на юге архипелага: 18 июля 1934 г. в 19 ч. 40 мин. (11.75° ю. ш., 166.50° в. д., M=8,2), 31 декабря 1966 г. в 18 ч. 23 мин. (11.8° ю. ш., 166.5° в. д., M= 8,1), 17 июля 1980 г. в 19 ч. 42 мин. (12.80° ю. ш., 165.62° в. д., M=7,6).

Сильное дробление литосферы — причина многочисленных сильных землетрясений. Главный сейсмический пояс связан с сейсмофокальной зоной желоба Арго. Она круто наклонена на восток, что обусловливает близкое расположение эпицентров землетрясений с разной глубиной очагов (см. табл. 119).

Архипелаг **Новые Гебриды** (включает около 80 островов) протягивается на 1600 км при максимальной ширине 150 км. Острова имеют сложное строение. Они подразделяются на три группы: о-ва Банкс, северные о-ва Новых Гебрид, южные о-ва Новых Гебрид.

О-ва Банкс расположены восточнее южного окончания желоба Арго. Его сейсмофокальная зона наклонена под

острова, которые образуют подводные и островные меридиональные валы Торрес на западе и Урепарапара — Санта-Мария на востоке.

Мелкофокусные и промежуточные землетрясения, связанные с этой сейсмофокальной зоной, имеют эпицентры, расположенные в пределах одной полосы. Это говорит о крутом наклоне сейсмофокальной зоны (см. табл. 120).

В северных о-вах Новых Гебрид прослеживаются три продольные тектонические зоны, аналогичные зонам Соломоновых о-вов (см. выше). Однако вулканическая зона находится не на краю островной дуги, как на Соломоновых о-вах, а посередине.

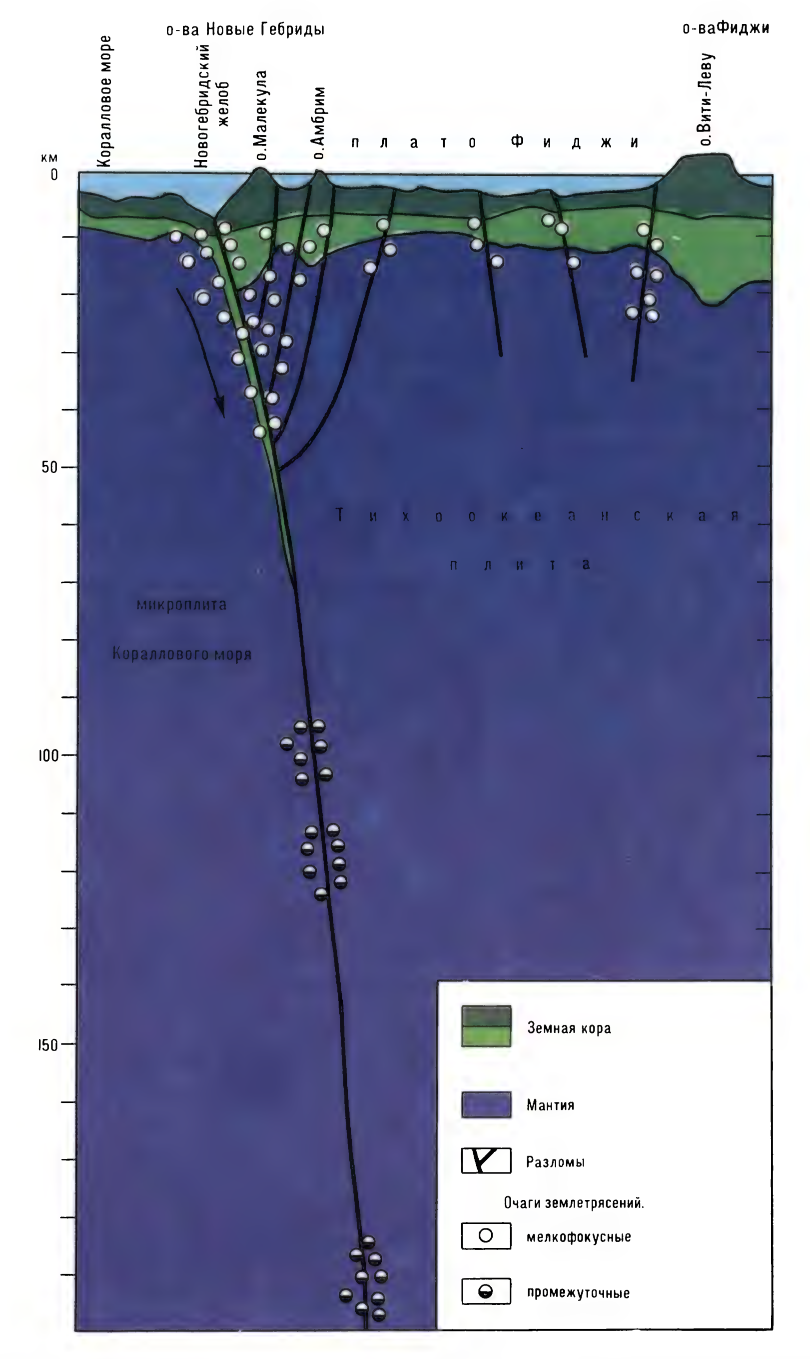
В западной зоне Новых Гебрид находятся о-ва Эспириту-Санто и Малекула. В средней зоне расположен о. Оба, а в восточной — о-ва Маэво, Пентекост, Амбрим, Эпи и Эфате. Поперечными

Таблица 119

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	февраль	20	13 ч. 27 мин.	9.85	165.69	6,7	3
1967	март	9	18 ч. 03 мин.	10.60	166.20	6,0	65
1979	май	6	16 ч. 17 мин.	11.06	165.58	6,0	33
1970	май	29	19 ч. 02 мин.	11.60	166.30	6,3	50
1980	июль	21	21 ч. 20 мин.	11.99	166.21	6,5	3
1980	июль	29	03 ч. 12 мин.	12.28	165.92	6,8	3
1980	июль	8	23 ч. 19 мин.	12.45	166.80	7,2	3
1982	август	5	20 ч. 33 мин.	12.56	166.66	7,1	3
1970	январь	26	10 ч. 01 мин.	12.60	166.40	6,4	50
1980	июль	9	11 ч. 00 мин.	12.63	166.01	6,2	3
1980	октябрь	27	13 ч. 05 мин.	12.95	165.70	6,1	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	май	25	18 ч. 40 мин.	11.68	166.43	5,4	160
1982	январь	7	08 ч. 04 мин.	11.99	166.60	6,0	121
1966	июнь	13	18 ч. 09 мин.	12.10	167.10	6,5	218

Таблица 120

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1968	октябрь	28	23 ч. 32 мин.	12.50	166.50	6,4	55
1971	октябрь	25	03 ч. 46 мин.	13.10	166.50	6,4	34
1979	ноябрь	9	16 ч. 39 мин.	13.30	166.75	6,4	37
1981	март	25	05 ч. 30 мин.	13.35	166.47	6,2	33
1981	апрель	24	21 ч. 50 мин.	13.39	167.23	6,9	33
1980	сентябрь	29	06 ч. 03 мин.	13.50	166.50	6,0	59
1971	февраль	26	17 ч. 18 мин.	13.67	166.46	6,5	33
1986	апрель	14	00 ч. 25 мин.	13.84	166.72	6,5	33
1970	август	12	01 ч. 40 мин.	13.90	166.50	6,4	43
1970	август	10	15 ч. 15 мин.	13.90	166.80	6,5	46
1982	ноябрь	16	17 ч. 26 мин.	14.00	167.60	6,1	3
1970	август	11	10 ч. 22 мин.	14.10	166.70	6,9	5
1980	май	12	16 ч. 38 мин.	14.29	167.30	6,6	3
1973	декабрь	28	13 ч. 42 мин.	14.50	166.60	7,3	26
1987	январь	3	22 ч. 04 мин.	14.86	167.97	6,7	3
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1971	ноябрь	21	05 ч. 57 мин.	11.80	166.50	7,1	115
1982	декабрь	3	22 ч. 30 мин.	13.14	166.91	6,1	190
1979	ноябрь	2	01 ч. 32 мин.	13.38	166.40	6,4	80
1979	февраль	16	00 ч. 31 мин.	13.53	166.71	6,5	75
1966	декабрь	1	04 ч. 57 мин.	14.00	167.00	6,3	167



Земная кора и землетрясения островной дуги Новые Гебриды (по Chase)

разломами островная дуга расчленена на блоки. Они поддвигаются на восток, под дугу, с разной скоростью (до 8 см/год).

Северные о-ва Новых Гебрид смещены по главным поперечным разломам на запад относительно о-вов Банкс. Сейсмофокальная зона наклонена на восток — под острова. С нею связаны очаги многочисленных слабых и сильных землетрясений. Таковы, например, землетрясения: 31 июля и 27 августа 1893 г. у о. Эфате; 19 и 21 июля 1934 г. южнее о-вов Банкс; 7 октября 1958 г. близ о. Эпи; 24 июля 1961 г. у о. Эфате и др. Некоторые из них сопровождались цунами, которые распространялись до Новой Каледонии, производя сильные разрушения на берегах *(Соловьев, Го,* 1974).

З е м л е т р я с е н и е М а л е к у л а, 1965 г., 11 августа, 22 ч. 32 мин. Эпицентр в море юго-западнее о. Малекула. 15.8° ю. ш., 167.2° в. д. M= 7,2. H=13 км.

Сила 8 баллов. Многочисленные афтершоки. Обвалы и оползни на о-вах Малекула и Эспириту-Санто. Разрушение набережных и причалов в ряде портов. Поднятие на 50—100 см северо-западной части о. Малекула. Цунами *(Соловьев, Го,* 1974).

Сейсмофокальная зона под северными о-вами Новых Гебрид имеет большой угол наклона. Поэтому эпицентры мелкофокусных и промежуточных землетрясений расположены в пределах одной широкой полосы (см. табл. 121).

Южные о-ва Новых Гебрид расположены на широком подводном валу, протянувшемся вдоль глубоководного Новогебридского желоба. Вулканические вершины вала образуют о-ва Эроманга, Танна, Анейтьюм. Сейсмофокальная зона наклонена под острова довольно круто, вследствие чего эпицентры промежуточных землетрясений располагаются среди эпицентров мелкофокусных. Иногда здесь происходят катастрофические землетрясения (см. табл. 122).

Зоны землетрясений восточнее о-вов Луайоте. К югу от южных о-вов Новых Гебрид Новогебридская сейсмофокальная зона осложняется разломами, связанными с трансформным разломом хребта Хантер (см. выше). Западнее Новых Гебрид расположен Новокаледонский литосферный блок. Его восточный край (у Новогебридского желоба) представляет собой подводный хребет с насаженными на него коралловыми о-вами Луайоте.

В сложном узле пересечения разломов происходят частые сильные мелкофокусные землетрясения. Эпицентры их расположены в 100—175 км восточнее о-вов Луайоте и в 100—250 км южнее о. Анейтьюм. Эпицентры находятся на обеих сторонах Новогебридского желоба, что свидетельствует о сильном дроблении обоих крыльев сейсмофокальной зоны. В поддвигающемся крыле происходят и промежуточные землетрясения, очаги которых приурочены к поперечным разломам (см. табл. 123).

Иногда в районе восточнее о-вов Луайоте происходят и катастрофы. Приме-

Таблица 121

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	октябрь	5	09 ч. 15 мин.	15.48	167.69	6,0	33
1971	октябрь	27	17 ч. 59 мин.	15.50	167.20	7,1	46
1973	декабрь	30	16 ч. 39 мин.	15.50	166.60	6,7	10
1973	апрель	8	12 ч. 41 мин.	15.81	167.24	6,6	38
1983	август	3	18 ч. 17 мин.	16.88	167.87	6,0	3
1973	июнь	5	03 ч. 12 мин.	17.20	167.80	6,4	24
1981	июль	15	23 ч. 21 мин.	17.34	167.47	6,2	41
1981	июль	15	07 ч. 59 мин.	17.38	167.62	7,0	33
1979	август	17	12 ч. 59 мин.	17.61	168.28	6,4	33
1979	август	26	11 ч. 47 мин.	17.62	167.11	6,2	1
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1976	март	14	02 ч. 50 мин.	14.20	167.00	6,6	100
1977	март	28	01 ч. 16 мин.	14.50	168.00	6,2	100
1970	январь	30	08 ч. 28 мин.	14.60	167.36	5,6	126
1983	март	10	05 ч. 46 мин.	14.65	167.44	5,1	126
1982	октябрь	2	08 ч. 20 мин.	14.66	166.39	5,4	150
1983	апрель	4	23 ч. 59 мин.	14.81	167.05	6,0	100
1969	январь	19	18 ч. 51 мин.	14.90	167.20	6,9	112
1973	ноябрь	30	08 ч. 10 мин.	15.20	167.40	6,7	124
1981	июль	21	11 ч. 47 мин.	15.23	167.17	6,1	122
1964	июль	9	16 ч. 40 мин.	15.50	167.70	7,2	112
1982	сентябрь	5	21 ч. 10 мин.	15.68	167.62	5,5	200
1987	февраль	23	15 ч. 50 мин.	15.69	167.84	6,1	250
1976	январь	9	23 ч. 54 мин.	15.70	168.30	6,4	100
1966	февраль	4	10 ч. 34 мин.	15.80	168.10	6,0	187
1969	ноябрь	9	09 ч. 08 мин.	16.30	167.40	6,4	185
1970	март	29	10 ч. 08 мин.	17.10	168.50	6,3	232

ром служит толчок 9 августа 1901 г. (22° ю. ш., 170° в. д.) с М= 8,2. В районе о-вов Луайоте происходят серии сильных мелкофокусных землетрясений. Примером является серия (см. табл. 124).

Фиджийское подводное плато и о-ва Фиджи. Архипелаг Фиджи расположен между Тихоокеанской и Индо-Австралийской литосферными плитами в регионе северного окончания разломов желоба Тонга и южного окончания разломов Новогебридского желоба. Предполагают, что в палеогене островные дуги Новых Гебрид и Тонга составляли единую структуру. В дальнейшем произошло раздвижение этих дуг по системе разломов хребта Хантер и сдвиговые перемещения плит. В настоящее время Тихоокеанская плита смещается относительно Индо-Австралийской плиты со скоростью до 10 см/год (*Chase,* 1971; *Родда,* 1977).

Подводный хребет Хантер протягивается на 900 км на северо-восток до о. Кандаву в архипелаге Фиджи. С южной стороны он сопровождается глубоководным (6948 м) желобом — выходом на дне моря сейсмофокальной зоны. С ней связаны очаги слабых мелкофокусных землетрясений, эпицентры которых сосредоточены в районе рифа Конуэй (21.8° ю. ш., 174.5° в. д.). Сейсмофокальная зона, связанная с трансформным разломом хребта Хантер, имеет очень крутое, почти вертикальное падение на север. Она ограничивает с юга массив Фиджийского подводного плато, в восточной

Таблица 122

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1970	март	9	16 ч. 01 мин.	19.00	168.60	6,7	41
1982	август	19	04 ч. 41 мин.	19.14	169.75	6,1	33
1979	сентябрь	27	14 ч. 00 мин.	19.16	168.96	6,2	33
1973	декабрь	9	19 ч. 56 мин.	19.90	168.80	6,6	39
1976	июль	28	17 ч. 15 мин.	20.20	170.00	6,5	5
1983	апрель	17	14 ч. 07 мин.	20.86	169.96	6,2	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1970	апрель	20	10 ч. 39 мин.	18.80	169.30	6,7	246
1986	июль	16	12 ч. 41 мин.	19.46	169.33	6,9	80
1980	июль	22	07 ч. 06 мин.	20.31	170.07	6,4	126
1964	январь	20	17 ч. 08 мин.	20.80	170.20	7,0	114

Таблица 123

Месяц Год	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
1980, октябрь	24	03 ч. 25 мин.	21.92	169.91	6,7	33
—»—»	—»—»	05 ч. 29 мин.	21.25	168.39	5,6	33
—»—»	—»—»	20 ч. 18 мин.	21.95	169.04	5,3	33
—»—»	—»—»	07 ч. 00 мин.	22.17	168.77	6,7	33
—»—»	—»—»	11 ч. 00 мин.	21.33	169.91	7,2	33
—»—»	—»—»	11 ч. 58 мин.	21.78	168.23	5,5	33
—»—»	—»—»	13 ч. 28 мин.	22.15	169.04	5,3	33
—»—»	—»—»	16 ч. 20 мин.	21.91	170.14	6,8	33
—»—»	—»—»	07 ч. 07 мин.	22.09	169.30	6,2	33
—»—»	—»—»	07 ч. 20 мин.	22.18	169.28	5,6	33
—»—»	—»—»	08 ч. 38 мин.	21.66	169.26	5,2	33
—»—»	—»—»	09 ч. 32 мин.	22.15	169.45	5,9	33
—»—»	—»—»	12 ч. 36 мин.	22.62	169.99	5,3	33
—»—»	—»—»	19 ч. 18 мин.	22.19	170.34	6,1	33
—»—»	—»—»	20 ч. 12 мин.	22.27	169.56	5,7	33
—»—»	29	02 ч. 14 мин.	22.67	169.17	5,8	33
—»—»	29	17 ч. 44 мин.	21.48	169.40	6,1	33
—»—»	30	09 ч. 53 мин.	22.28	169.52	6,2	33

части которого расположено сводовое поднятие с о-вами Фиджи. С севера Фиджийское плато ограничено сейсмофокальной зоной желоба Витязя и ее восточным продолжением. С ними связаны редкие слабые мелкофокусные землетрясения. Массив подводного Фиджийского плато разбит разломами, к которым приурочены редкие слабые и сильные мелкофокусные землетрясения.

В восточной части плато, в полосе, ограниченной меридианами 179° в. д. — 178° з. д., расположена зона эпицентров глубокофокусных землетрясений, происходящих в глубоких частях сейсмофокальной зоны Тонга — Кермадек. Эпицентры этих глубокофокусных землетрясений расположены среди эпицентров мелкофокусных толчков местных землетрясений (см. табл. 125).

На запад от северного конца желоба Тонга, севернее архипелага Фиджи, протягивается в субширотном направлении разломная зона. К ней приурочены очаги частых мелкофокусных землетрясений *(Isacks et al.,* 1969; *Hamburger,* 1986). Это зона сейсмоактивных трансформных разломов со сдвигами по ним. Северное крыло этой зоны смещается на запад. В архипелаге Фиджи иногда происходят сейсмические катастрофы. Так, 14 сентября 1953 г. в 12 ч. 17 мин. на южном побережье о. Вити-Леву (18.2° ю. ш., 178.3° в. д.) произошло сильное землетрясение (М=6,75). В горах произошли обвалы *(Houtz,* 1962).

Таблица 124

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1981	июнь	20	04 ч. 10 мин.	20.04	168.85	6,0	3
1981	июнь	20	12 ч. 33 мин.	21.40	168.47	6,2	3
1981	февраль	17	15 ч. 18 мин.	21.40	169.18	6,7	3
1980	декабрь	17	00 ч. 48 мин.	21.40	169.87	6,6	40
1981	февраль	19	08 ч. 23 мин.	21.41	169.41	6,1	3
1980	октябрь	29	17 ч. 44 мин.	21.48	169.40	6,5	33
1980	октябрь	25	16 ч. 20 мин.	21.91	170.14	6,8	33
1980	октябрь	24	03 ч. 25 мин.	21.92	169.91	6,7	33
1980	октябрь	25	07 ч. 00 мин.	22.17	168.77	6,7	33
1981	июль	6	03 ч. 08 мин.	22.25	171.50	7,2	33
1980	октябрь	30	09 ч. 53 мин.	22.28	169.52	6,3	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1979	май	1	13 ч. 04 мин.	21.36	169.36	6,8	126

Таблица 125

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ПЛАТО ФИДЖИ							
1971	октябрь	3	13 ч. 25 мин.	14.70	171.00	6,4	10
1971	март	13	15 ч. 48 мин.	18.40	173.60	6,2	20
1966	июль	13	07 ч. 33 мин.	21.30	174.10	6,0	53
1968	ноябрь	16	07 ч. 46 мин.	16.60	175.90	6,5	66
ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПЛАТО И О-ВА ФИДЖИ							
1983	июль	19	06 ч. 09 мин.	19.24	177.60	5,3	33
1971	август	14	09 ч. 02 мин.	15.70	178.60	6,4	—
1979	ноябрь	16	15 ч. 22 мин.	16.43	179.50	6,8	50
1982	март	29	12 ч. 20 мин.	15.27	179.99	6,5	33
1982	июнь	13	22 ч. 58 мин.	16.17	179.92*	6,3	3
1980	октябрь	4	04 ч. 37 мин.	15.45	178.87*	6,2	3
1983	сентябрь	17	12 ч. 12 мин.	15.87	176.61*	6,7	33

* Западная долгота.



Восточно-Тихоокеанская система кордильер и их сейсмических поясов

Раздел третий

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ПЕРЕРАБОТАННЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ АМЕРИКИ

Вдоль западных берегов Южной, Центральной и Северной Америки протягивается глобальная система горных цепей Анд и Кордильер. Это зоны разломов, наклоненных на восток — под континенты. По ним происходит поддвиг тихоокеанской литосферы под Южно-Американскую и Северо-Американскую литосферные плиты. К ним приурочены главные сейсмические пояса, их сейсмофокальные зоны и зоны землетрясений.

Поддвиг океанической литосферы под континентальные окраины Америки в общем аналогичен поддвигу ее под западнотихоокеанские островные дуги. Однако имеются и существенные отличия. Во-первых, возраст океанической литосферы под континентальными окраинами Америки не старше эоцена. Под островными дугами западной периферии Тихого океана возраст поддвигающейся океанической литосферы меловой, а в некоторых местах и юрский.

Во-вторых, земная кора континентальных окраин Америки имеет большую мощность — 60—100 км. Для нее характерно интенсивное развитие кислого магматизма. Этот процесс в островных дугах выражен слабо. Надвинутые крылья в сейсмофокальных зонах континентальных окраин Америки раздроблены разломами. Одни из них простираются параллельно, а другие — перпендикулярно к простиранию главных сейсмофокальных зон. С этими разломами связаны очаги мелкофокусных землетрясений и местные сейсмические пояса. С сейсмофокальными зонами связаны региональные сейсмические пояса мелкофокусных, промежуточных и глубокофокусных землетрясений.

Как правило, сейсмофокальные зоны континентальных окраин Америки имеют очень пологий наклон. Поэтому эпицентры разных по глубине землетрясений располагаются далеко друг от друга. Особенно далеко на восток отстоят эпицентры глубокофокусных землетрясений. Они расположены далеко от Анд.

В регионах между Антарктикой и Южной Америкой, между Южной и Северной Америкой расположены особые литосферные микроплиты — Скоша (Скотия) и Карибская. Это блоки литосферы, ограниченные с севера и юга мощными глубинными сдвигами, к которым приурочены очаги мелкофокусных землетрясений. В восточной части микроплит эти сдвиги «упираются» в концы особых островных дуг. Таковы Южно-Сандвичева дуга на окраине микроплиты Скоша (Скотия) и Малая Антильская на окраине Карибской микроплиты. Под этими островными дугами находятся наклоненные на запад сейсмофокальные зоны, по которым происходит поддвиг литосферы Атлантического океана и расположены очаги мелкофокусных и промежуточных землетрясений.

Процессы дробления тихоокеанской литосферы проявляются и вдали от континентов Америки. Поэтому близ Южной Америки расположены микроплиты Хуан-Фернандес, Наска, близ Центральной Америки — микроплита Кокос. Западнее Северной Америки океаническая литосфера сильно раздроблена весьма большими разломами на ряд микроплит (Горда, Хуан-де-Фука и др.).

Микроплиты Скоша (Скотия) и Карибская сходны с микроплитами восточной части Тихого океана, но добавочно осложнены раздвигом литосферы в местных рифтах.

Особого рода геодинамические процессы происходят на западе под континентальной окраиной Северной Америки. Предполагают, что Восточно-Тихоокеанское поднятие с его срединно-океаническим рифтом пододвинуто под континент в районе Калифорнийского залива, который представляет собой как бы продолжение срединного рифта. Северное окончание залива ограничено трансформным разломом Сан-Андреас. С Калифорнийским заливом и с разломом Сан-Андреас связаны очаги многочисленных мелкофокусных землетрясений. Здесь происходят сейсмические катастрофы. Северный конец сейсмического пояса, расположенного по западной окраине Северной Америки, протягивается до архипелага Александра.



Часть первая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ЮЖНОЙ АМЕРИКИ И МИКРОПЛИТЫ СКОША (СКОТИЯ)

Андийская горная система Южной Америки — уникальный пример активной континентальной окраины, сформированной в условиях поддвига молодой океанической литосферы по весьма пологой сейсмофокальной зоне. Выход ее на дне Тихого океана выражен глубоководными желобами: Огненноземельским (4395 м), Чилийским (8069 м), Перуанским (6400 м).

Горная система Анд протягивается на 9600 км и является самой длинной на Земле. Ее можно подразделить на Патагонские, Чилийско-Аргентинские, Центральные, Перуанско-Эквадорские, Колумбийско-Венесуэльские Анды. Они представляют собой системы складчатых горстов и грабенов. С их разломами связаны очаги землетрясений.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МИКРОПЛИТЫ СКОША (СКОТИЯ) И ЮЖНО-САНДВИЧЕВОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Патагонские Анды южнее 50° ю.ш. изменяют свое меридиональное простирание на широтное, следуя изгибу разломов Огненноземельского глубоководного желоба. Листосферная микроплита Скоша (Скотия) ограничена на севере Северной разломной зоной, вдоль которой расположены: о. Эстадос, банка Бердвуд, скалы Шаг, о. Южная Георгия. С этой разломной зоной связаны редкие мелкофокусные землетрясения.

Кордильеры Антарктического п-ова испытывают аналогичное изменение простирания севернее 65° ю. ш. Здесь расположена Южная разломная зона, ограничивающая микроплиту Скоша (Скотия). На ней расположены: Южные Шетландские, Южные Оркнейские о-ва и ряд подводных возвышенностей. С этой зоной связаны землетрясения.

←
Горная система Анд и Южно-Американская платформа

На западе границей микроплиты является разломная зона Шеклтона, которая протягивается от Огненноземельского желоба к западной части Южных Шетландских о-вов. С разломами Шеклтона связаны землетрясения.

Наконец, на востоке граница микроплиты Скоша (Скотия) приурочена к островной дуге Южных Сандвичевых о-вов, где происходят многочисленные сильные землетрясения. Западнее этой дуги в меридиональном направлении протягивается подводный рифт. В нем происходит новообразование и раздвижение океанической литосферы микроплиты Скоша (Скотия).

Южно-Сандвичева островная дуга длиной около 500 км образована цепью небольших вулканических островов. Расположенный восточнее Южно-Сандвичев глубоководный желоб (8428 м) развит преимущественно у северной части дуги. Севернее 55° ю. ш. он сливается с Северной разломной зоной Скоша (Скотия), как бы обрезая дугу. Между желобом и дугой расположена подводная терраса, где концентрируются эпицентры мелкофокусных землетрясений. Для механизма их очагов характерно сжатие литосферы в средней части дуги и сдвиги на ее флангах. В Южно-Сандвичевой дуге происходят и промежуточные землетрясения, но на южном фланге дуги они не зарегистрированы южнее 60° ю. ш.

Механизм очагов землетрясений свидетельствует о сильном сжатии литосферы при поверхностных землетрясениях и о растяжении ее на глубинах очагов промежуточных землетрясений. Это говорит об активном надвигании островодужного блока на литосферу Атлантического океана по сейсмофокальной зоне (*Forsith*, 1975; *Erankel, McCann*, 1979) (см. табл. 126).

Иногда в Южной Сандвичевой дуге происходят землетрясения катастрофической силы. Пример — толчок 26 мая 1964 г. в 10 ч. 59 мин. (56.2° ю. ш., 27.8° з. д.) с M=7,75. H=120 км. Землетрясение сопровождалось цунами.

Южная и Северная разломные зоны Скотия и разлом Шеклтона. С разломными зонами Скоша (Скотия) связаны

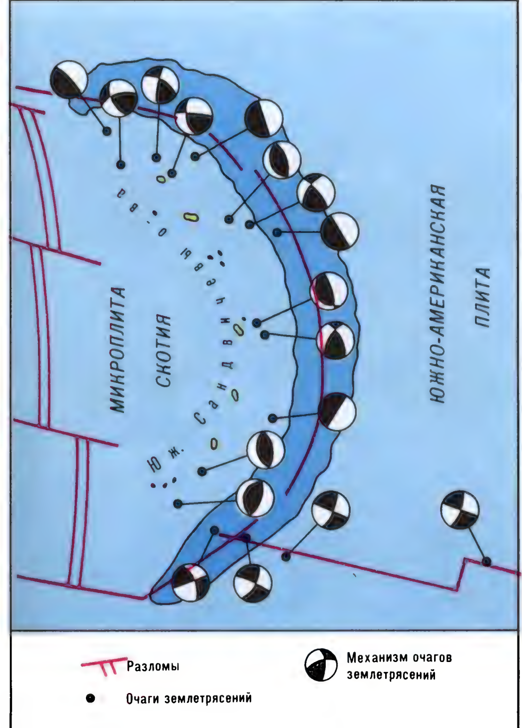
мелкофокусные землетрясения. Южная разломная зона Скоша (Скотия) отделяет микроплиту от Антарктической литосферной плиты, которая интенсивно перемещается к востоку. Микроплита отстает в этом перемещении. В результате происходит как бы обратный сдвиг микроплиты на запад относительно края Антарктической плиты (*Forsith*, 1975) (см. табл. 127).

Таблица 126

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ							
1983	октябрь	22	05 ч. 53 мин.	61.71	27.51	6,5	3
1983	октябрь	22	04 ч. 21 мин.	61.57	27.13	7,0	3
1983	октябрь	22	13 ч. 07 мин.	61.50	27.25	6,9	3
1967	август	22	13 ч. 02 мин.	60.80	24.60	6,1	33
1972	февраль	25	01 ч. 17 мин.	60.60	25.70	6,0	33
1966	сентябрь	14	23 ч. 19 мин.	60.20	27.20	6,3	22
1983	июль	5	16 ч. 37 мин.	58.40	28.30	6,1	33
1975	ноябрь	29	10 ч. 46 мин.	58.40	27.00	6,0	—
1982	декабрь	20	00 ч. 33 мин.	57.68	27.09	6,2	33
1983	май	25	16 ч. 08 мин.	56.70	24.80	6,1	33
1963	декабрь	31	17 ч. 38 мин.	56.50	36.00	6,3	30
1982	февраль	10	21 ч. 58 мин.	56.23	29.45	6,8	33
1972	январь	8	11 ч. 35 мин.	55.80	28.70	6,2	60
1966	февраль	21	00 ч. 22 мин.	55.70	26.90	6,2	55
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ							
1969	декабрь	1	20 ч. 35 мин.	60.00	28.50	5,6	150
1967	июнь	17	05 ч. 00 мин.	58.30	26.60	6,1	140
1963	декабрь	10	06 ч. 31 мин.	58.10	26.40	—	110
1972	апрель	6	03 ч. 21 мин.	57.90	26.60	5,4	135
1969	январь	18	03 ч. 03 мин.	56.80	26.80	5,9	141
1971	сентябрь	26	11 ч. 03 мин.	56.70	27.40	6,1	181
1965	январь	16	11 ч. 33 мин.	56.60	27.40	6,1	101
1964	май	27	00 ч. 57 мин.	56.30	27.80	6,0	100
1964	май	26	10 ч. 59 мин.	56.20	27.80	5,9	120
1967	март	22	21 ч. 18 мин.	56.20	27.70	5,6	85
1968	октябрь	4	06 ч. 04 мин.	56.20	27.00	5,9	90
1965	май	26	19 ч. 44 мин.	56.10	27.60	6,7	120
1970	декабрь	17	08 ч. 42 мин.	56.00	27.50	5,9	115
1970	май	20	20 ч. 04 мин.	55.90	28.30	6,0	80

Таблица 127

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
ЮЖНЫЕ ШЕТЛАНДСКИЕ О-ВА							
1982	декабрь	13	02 ч. 51 мин.	63.98	64.69	6,6	3
1983	январь	22	11 ч. 37 мин.	62.09	64.38	5,9	3
1971	февраль	8	21 ч. 04 мин.	63.50	61.20	6,3	33
1980	сентябрь	15	04 ч. 28 мин.	61.54	58.36	6,3	33
1941	ноябрь	18	10 ч. 14 мин.	61.00	58.00	7,0	—
1981	январь	18	15 ч. 37 мин.	60.60	57.77	5,4	3
1981	январь	18	03 ч. 07 мин.	61.14	57.63	6,4	3
1983	июль	11	12 ч. 56 мин.	61.20	55.70	7,0	3
1974	сентябрь	23	22 ч. 43 мин.	60.77	51.37	—	3
ПОДВОДНЫЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ							
1984	январь	9	13 ч. 43 мин.	61.50	38.61	5,7	3
1938	январь	24	10 ч. 32 мин.	61.00	38.00	7,1	—
1973	февраль	25	05 ч. 36 мин.	61.00	37.90	6,4	33
1979	май	22	21 ч. 38 мин.	61.46	35.09	—	3



Механизм очагов землетрясений Южной Сандвичевой островной дуги (по D. W. Forsyth)

Деформация литосферы в очагах представляет собой растяжение ее близ Антарктического п-ова и сдвиги в условиях сжатия у Южных Шетландских о-вов. Следует отметить малые глубины очагов землетрясений.

Северная разломная зона отделяет микроплиту Скоша (Скотия) от Южно-Американской плиты. Микроплита смещается на восток, обусловливая сдвиговые деформации в Северной разломной зоне. Это приводит к землетрясениям. Итак, по сравнению с Южной разломной зоной здесь происходят более глубокие землетрясения.

В их очагах развиваются сдвиги и взбросы при сжатии литосферы под углом 45° к простиранию разломной зоны (см. табл. 128).

Вдоль разломной зоны Шеклтона происходят сдвиги литосферы со смещением восточного крыла сдвигов на северо-запад. Это обусловливает землетрясения (см. табл. 129).

Механизм очагов землетрясений микроплиты Скоша (по D. W. Forsyth)

Таблица 128

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
РАЙОН О. ЭСТАДОС И БАНКИ БЕРДВУД							
1970	июнь	15	11 ч. 15 мин.	54.30	63.60	5,6	33
1982	ноябрь	19	10 ч. 57 мин.	54.95	62.30	5,7	33
РАЙОН О. ЮЖНАЯ ГЕОРГИЯ							
1982	декабрь	12	19 ч. 58 мин.	57.14	40.50	6,4	3
1965	сентябрь	26	21 ч. 35 мин.	54.80	38.30	6,1	33
1979	январь	1	15 ч. 56 мин.	56.24	32.32	—	33

Таблица 129

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1971	февраль	8	21 ч. 04 мин.	63.50	61.20	6,3	33
1967	май	20	13 ч. 02 мин.	59.20	65.70	5,5	33
1975	декабрь	20	03 ч. 39 мин.	57.20	70.60	6,7	—
1970	июнь	14	00 ч. 00 мин.	52.00	73.80	6,0	33
1972	февраль	9	20 ч. 45 мин.	51.80	74.00	5,5	33

В очагах землетрясений происходят сдвиги и растяжение литосферы со сбросами. Это может говорить об отрыве микроплиты Скоша (Скотия) от Тихоокеанской литосферы.

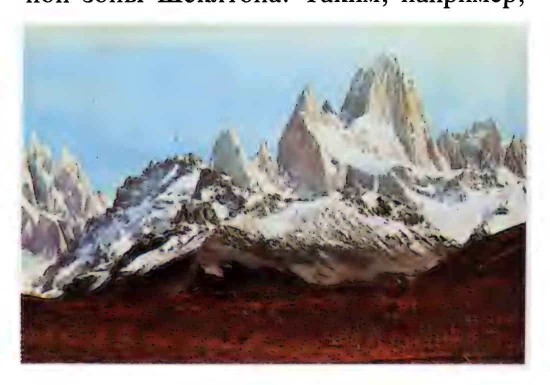
Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПАТАГОНСКИХ И ЧИЛИЙСКО-АРГЕНТИНСКИХ АНД

Южный фланг горной системы Анд образуют Патагонские (южнее 45° ю. ш.) и Чилийско-Аргентинские (45 — 33° ю. ш.) Анды. При общем сходстве их строения имеются и отличия, что требует раздельного рассмотрения их сейсмичности.

На юге Южной Америки расположен стабильный древний Патагонский массив, обрамленный с запада **Патагонскими Андами.** Они представляют собой систему горстов Патагонской Кордильеры, грабенов Продольной долины, горстов Береговой Кордильеры. Последняя оформилась только в плиоцене.

С разломами, ограничивающими горсты и грабены, связаны молодые вулканы и землетрясения. На юге, на Огненной Земле, Патагонская и Береговая Кордильеры сливаются. Береговая Кордильера в пределах Патагонских Анд сильно раздроблена и опущена, ее долины затоплены морем и превращены в проливы между островами. Наиболее крупными островами являются: Огненная Земля, Санта-Инес, Веллингтон, архипелаг Чонос, о. Чилоэ. Выход на дне океана главной сейсмофокальной зоны — глубоководного желоба — вдоль Патагонских Анд отсутствует. Главная сейсмофокальная зона полого (10—15°) наклонена под Патагонские Анды. Поэтому глубокофокусные землетрясения здесь отсутствуют, а промежуточные происходят редко. Лишь на Огненной Земле иногда происходят сильные землетрясения, связанные с движениями литосферы на северном конце разломной зоны Шеклтона. Таким, например,



Патагонские Анды Аргентины. Главная андийская зона землетрясений. Горный массив Фитц-Рой



Чили. Главная зона землетрясений Патагонских Анд у Магелланова пролива



Чилийско-Аргентинские Анды. Вид на вулкан Мерседарьо

было з е м л е т р я с е н и е 17 декабря 1949 г. в 11 ч. 06 мин. с эпицентром в р а й о н е П у н т а - А р е н а с (54° ю. ш., 71.0° з. д., М=7,8). Сила до 9 баллов. Вдоль западного побережья Огненной Земли произошли большие обвалы. На море возникли цунами. Были разрушены дома. Погибли 3 человека *(Соловьев, Го,* 1975).

Иногда в Патагонских Андах происходят серии землетрясений, начинающихся в Чилийско-Аргентинских Андах и распространяющихся на юг по сейсмофокальной зоне. Такими были землетрясения в мае 1960 г.

Чилийско-Аргентинские Анды являются северным продолжением Патагонских. Они обрамляют с запада раздробленный подвижный массив Сьерра-Пампа, который представляет собой активизированный, приподнятый край древней Южно-Американской платформы. Северным продолжением Патагонской Кордильеры в Чилийско-Аргентинских Андах является Главная Кордильера. Ее горсты ограничены с запада грабенами Продольной долины. Еще западнее протягивается Береговая Кордильера, отделяющая Продольную долину от берега Тихого океана.

Под Чилийско-Аргентинские Анды поддвигается восточная часть литосфер-

ной микроплиты Наски. Край ее раздроблен поперечными разломами. С ними связаны мелкофокусные землетрясения. Поэтому выделяются два участка побережья с повышенной сейсмичностью. Это районы между 40 и 37° ю. ш. и между 35 и 31° ю. ш. (*Lomnitz*, 1974).

Микроплита Наска неоднородна по возрасту и мощности литосферы. Наиболее древняя (возраст 70 млн лет) и мощная (мощность около 100 км) часть микроплиты образует выступающий на восток угол в районе 19° ю. ш., 70° з. д. К северу и к югу от этого угла мощность литосферы в микроплите уменьшается в соответствии с уменьшением ее возраста. В литосфере сложно сочетаются растяжения и сжатия в процессе ее поддвига под Анды. Если в поверхностных зонах литосферы преобладает сжатие, то на глубинах 20—30 км оно сменяется растяжением. Это свидетельствует об интенсивном надвигании Анд на поддвигающуюся под них плиту.

В рельефе океанического дна вдоль Чилийско-Аргентинских Анд протягивается южная часть Чилийского желоба — выхода сейсмофокальной зоны. Она наклонена под углом 30°. В ней происходят мелкофокусные близ желоба и удаленные от него промежуточные землетрясения. Характерно при этом наличие так называемых «сейсмических брешей», т. е. отсутствие очагов землетрясений на глубинах около 100 км. Именно к этим глубинам приурочено выплавление магмы, питающей активные вулканы Чилийско-Аргентинских Анд.

Вдоль глубоководного желоба происходят сильные землетрясения. Эпицентры их располагаются на краевом подводном валу и на континентальном склоне желоба. Глубина некоторых землетрясений с эпицентрами на краевом подводном валу достигает первых десятков километров (см. табл. 130). Это говорит о сильном дроблении микроплиты Наска близ зоны поддвига ее под Анды.

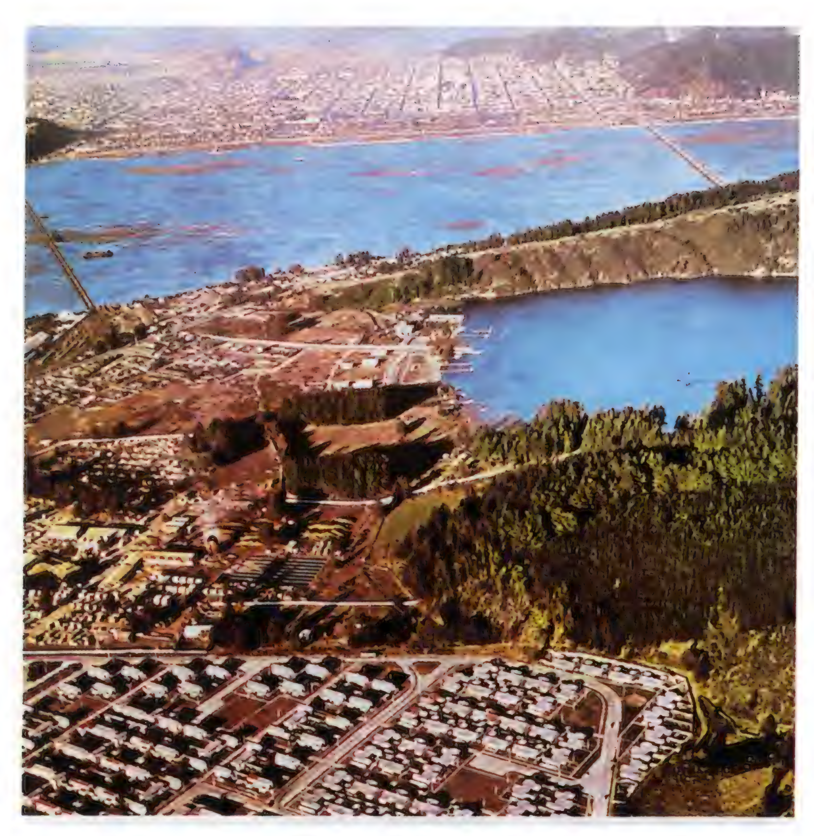
В области мелкофокусных землетрясений происходят сейсмические толчки катастрофической силы. Особенно сильные землетрясения возникают в районе гор. Консепсьон, о. Моча, п-ова Арауко. Так, Консепсьон полностью разрушался в 1751, 1823, 1939, 1960 гг.

З е м л е т р я с е н и я с р е д н е ч и л и й с к и е. Начальный толчок произошел 21 мая 1960 г. в 6 ч. 00 мин. Эпицентр на п-ове Арауко (37.2° ю.ш., 73.5° з.д.), в 100 км юго-западнее гор. Консепсьон. M=7,5. H=60 км. Затем произошло вспарывание разлома по простиранию сейсмофокальной зоны с перемещением очагов землетрясений к югу. Главный удар из двух толчков с интервалом в 30 сек. произошел 22 мая в 19 ч. 12 мин. Эпицентр находился в океане близ гор. Вальдивия (39.5° ю.ш., 74.5° з.д.). M=8,5. Последующие толчки происходили дальше к югу до 51° ю.ш. в Патагонских Андах. В течение первого

Таблица 130

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
НА КРАЕВОМ ПОДВОДНОМ ВАЛУ							
1973	май	30	03 ч. 09 мин.	41.70	76.40	6,6	—
1983	май	9	10 ч. 58 мин.	41.13	75.90	6,1	3
1981	сентябрь	19	11 ч. 41 мин.	39.31	75.40	6,0	3
1973	декабрь	1	17 ч. 00 мин.	35.60	74.50	6,2	35
В ГЛУБОКОВОДНОМ ЖЕЛОБЕ БЛИЗ О. МОЧА							
1975	май	10	14 ч. 37 мин.	38.80	74.30	7,4	—
1974	август	18	10 ч. 44 мин.	38.50	74.80	7,2	—
НА ПОДВОДНОЙ ТЕРРАСЕ У БЕРЕГА							
1980	август	29	10 ч. 38 мин.	40.14	74.23	5,7	33
1966	апрель	13	03 ч. 35 мин.	38.30	73.70	6,0	—
1966	апрель	12	23 ч. 38 мин.	38.20	72.90	6,5	—
1973	июль	31	05 ч. 41 мин.	37.70	73.40	6,9	32

Чили. Главная андийская зона землетрясений. Город Консепсьон, близ которого 21 мая 1960 г. началась серия катастрофических землетрясений



месяца после начала землетрясения произошло 50 толчков с М от 5,0 до 7,0. Общее количество афтершоков достигло нескольких сот. Очаги их находились на глубинах от 40 до 60 км.

Сила землетрясения в баллах составила (с севера на юг): Консепсьон — 8, Вальдивия—10, Ринуэ—10, Пуэрто-Монт—11, Анкуд на о. Чилоэ—6 (*Дисс,* 1960; *Doyel,* 1963; *Alvarez,* 1963; *Duce, Leeds,* 1963). Восьмибалльная изосейста охватила прибрежную полосу длинной 600 км и шириной до 100 км.

Через двое суток после землетрясения началось сильное извержение вулкана Пуеуэ, которое длилось две недели. В горах произошли большие обвалы и оползни, а в долинах — просадки грунтов и наводнения. В районе оз. Рииьиуэ, в 100 км восточнее Вальдивии, произошел оползень объемом 5 млн м^3. Он переместился по дну долины р. Сан-Педро на несколько километров. Общий объем оползней там составил сотни миллионов кубических метров.

На побережье Тихого океана, на участке длиной 500 км и шириной до 20 км, произошли опускания местности, охватившие территорию около 10 тыс. км^2. Многие поселки были затоплены. Около 27 км железной дороги Вальдивия — Пуэрто-Монт просело и разрушилось.

Землетрясения вызвали цунами с высотой волн до 10 м. Произошло массовое разрушение домов и сооружений в городах Консепсьон, Вальдивия, Пуэрто-Монт и др. Всего было разрушено 450 тыс. домов. Погибли 2231 человек. Остались без крова 500 тыс. человек. Землетрясение принесло убытки в 1 600 млн долл. (*Nelson, Ganse,* 1980).

Волны цунами распространились по Тихому океану и через несколько часов достигли Гавайских о-вов, где высота их была 10 м. Через 22 часа они достигли Японии и Камчатки с высотой волны 6 м. На Гавайских о-вах погибли 60, в Японии — 200 человек. Убытки от этого цунами в одной только Японии составили 70 млн долл. (*Соловьев, Го,* 1969).



Землетрясение Чилийское 1960 г. Разрушения в Консепсьоне



Землетрясение Чилийское 1960 г. Разрушения в городе Пуэрто-Монт. Затопление улиц цунами

Итак, наиболее сильные землетрясения Чилийско-Аргентинских Анд приурочены к выходам главной сейсмофокальной зоны, к верхней ее части. Однако в надвинутом крыле Анд по разломам в горах тоже происходят сильные мелкофокусные землетрясения.

Землетрясение Майпо, 1958 г., 4 сентября. Эпицентр в верховьях р. Майпо, в 50 км юго-восточнее Сантьяго (33.83° ю.ш., 71.17° з.д.). Три сильных толчка с М=6,9, 6,7, 6,8. Сила около 10 баллов. Возникновение разломов северо-восточного простирания. Большие обвалы и оползни. Сильные повреждения железнодорожного пути, мостов, акведуков. Разрушения жилых домов (*Flores et al.* 1960; *Lomnitz,* 1960).

Следует особенно отметить, что на севере Чилийско-Аргентинских Анд процессы активизации литосферы весьма активны. Это обусловило контрастные изменения высот рельефа и частые землетрясения. Примером служит район высочайшей вершины Анд — г. Аконкагуа (6960 м). Глубина Чилийского желоба во впадине Уэккей (в 250 км от горы) достигает 6281 м. Таким образом, разность отметок рельефа составляет 13 241 м. В районе Аконкагуа происходят систематические сильные землетрясения.

Они сопровождались многочисленными афтершоками с эпицентрами в океане на площади, вытянутой перпендикулярно берегу (*Malgrange et al.,* 1981) (см. табл. 131).

Таблица 131

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1965	март	22	21 ч. 56 мин.	31.95	71.50	6,0	46
1965	март	28	16 ч. 33 мин.	32.40	71.20	7,5	72
1971	июль	9	03 ч. 03 мин.	32.54	71.15	7,5	40

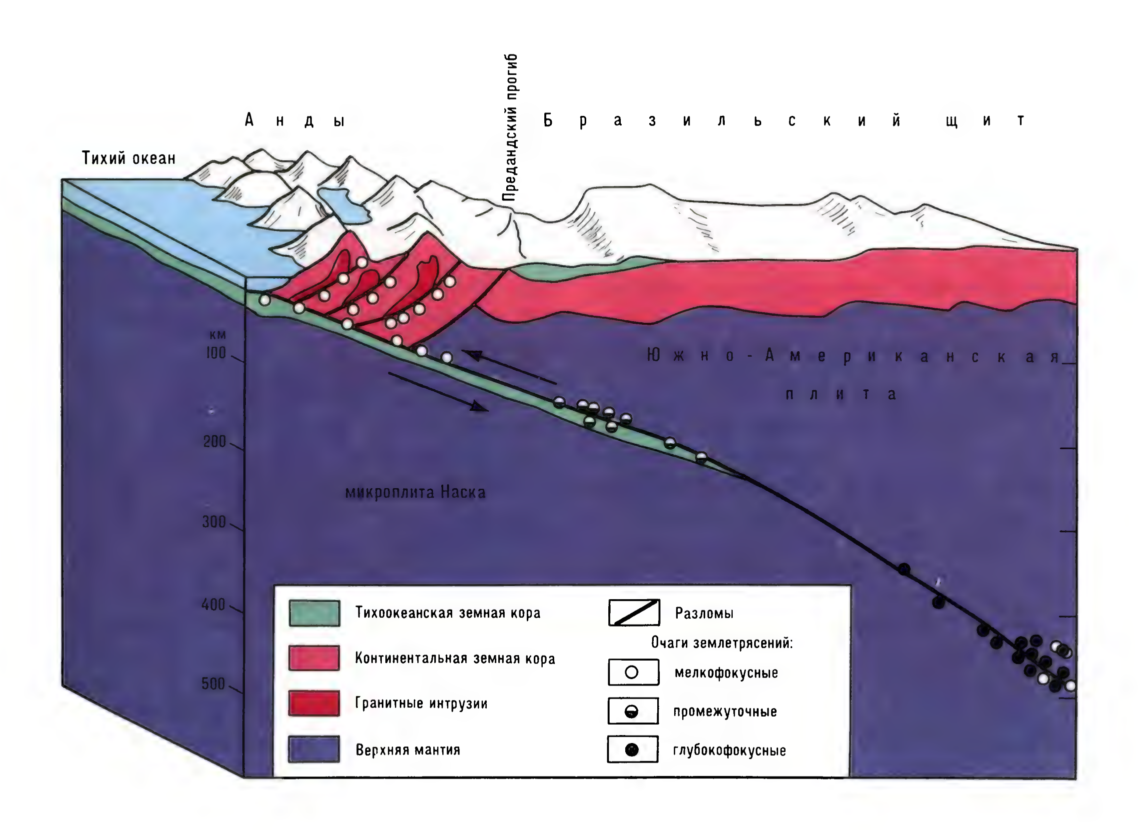
Глава 3

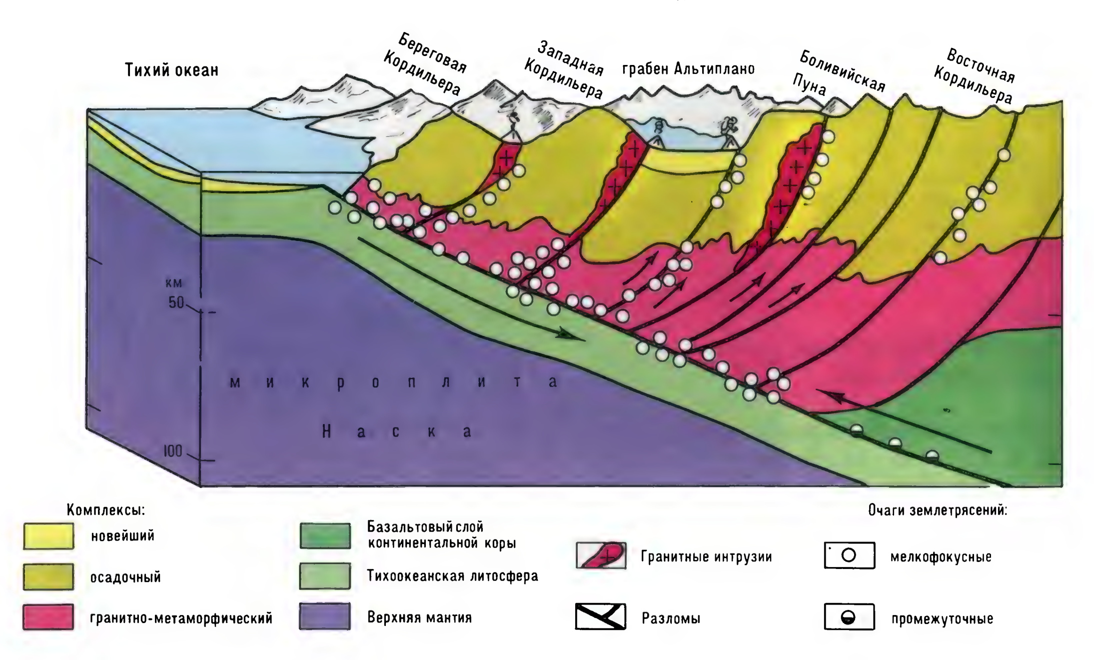
ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ АНД

Центральные Анды расположены между 32 и 15° ю.ш. на территории Северо-Западной Аргентины, Северного Чили, Западного Перу и Западной Боливии. Это выпуклая на восток дугообразная горная система. Ее общая конфигурация определяется большим выступом Бразильского древнего щита, который огибают Анды. Этот изгиб определяет и конфигурацию главной сейсмофокальной зоны с глубоководным желобом вдоль берега. Надвигающаяся с востока на запад система горных блоков Центральных Анд смещается по сейсмофокальной зоне по многим второстепенным и третьестепенным разломам навстречу поддвигу микроплиты Наска под Анды и под древнюю Южно-Американскую платформу.

Эти процессы привели к дроблению западного края Южно-Американской платформы и превращению его в высокие горные цепи — сьерры. От собственно Анд они отделены системой разломов с вертикальной амплитудой смещения до 6 км. По этим разломам Анды приподняты и даже надвинуты на сьерры, в связи с чем происходят мелкофокусные землетрясения на восточной гра-

Блок-диаграмма строения Анд и Бразильского щита (по B. Coire, D. E. James, M. Wortel, S. Cloctingh, с изменениями)





Блок-диаграмма строения Анд (по Frutos, с изменениями)

нице Анд. Собственно Анды образованы большим количеством горстово-складчатых хребтов — кордильер. Их разделяют на несколько крупных единиц: Береговую, Восточную, Центральную и Западную Кордильеры. Между ними расположены продольные грабены. Между Центральной и Западной Кордильерами Боливии и Северо-Западной Аргентины находится огромный высокоприподнятый грабен — Альтиплано — Пуна. Он заполнен мощной толщей новейших осадочных и вулканических пород. С разломами, ограничивающими кордильеры, связаны мелкофокусные землетрясения. Таким образом, главная сейсмофокальная зона осложнена большим количеством второстепенных зон. Все это обусловливает очень сложные проявления сейсмичности. Можно выделить комплекс землетрясений, очаги которых связаны с главной сейсмофокальной зоной и с осложняющими ее разломами, и комплекс мелкофокусных землетрясений по разломам, отделяющим Анды от сьерр западного края платформы.

Главная сейсмофокальная зона Центральных Анд. Эта зона прослеживается под Центральными Андами по очагам землетрясений от глубоководного желоба до Аргентинских сьерр и дальше на восток. В ней можно выделить следующие группы землетрясений: подводная терраса, береговая зона, Западная Кордильера, нагорья Альтиплано — Пуна, Центральная и Восточная Кордильеры, глубокофокусные землетрясения Северо-Западной Аргентины.

Землетрясения подводной террасы. Вдоль Чилийского глубоководного желоба, между ним и берегом, протягивается подводная терраса на глубинах менее 2 км. Она построена из сложного сочетания складчато-блоковых структур. Это область размещения эпицентров мелкофокусных землетрясений (см. табл. 132).

Погруженные ниже уровня океана складчато-блоковые структуры представляют собой переработанный новейшей тектоникой край горного пояса Анд, вовлеченный в процесс поддвига плиты Наска. Восточный угол плиты Наска в районе 19° ю.ш., 70° з.д. обусловливает смену направления простирания разломных структур Анд с субмеридионального на юге на северо-западное на севере. Такое же изменение направления простирания характерно и для глубоководного Перуанско-Чилийского желоба. Именно в этом регионе литосфера в Андах достигает уникальной мощности

— около 100 км (*Molnar,* 1974; *Wortel, Cloctingh,* 1983).

Иногда на подводной террасе у побережья Чили происходит серия довольно сильных мелкофокусных толчков, например в 1985 г. (см. табл. 133).

Эти землетрясения охватили очаговую область размером 170×110 км (*Comte et al.,* 1986). Они вызвали сильные разрушения в городах на побережье.

Иногда на подводной террасе происходят землетрясения катастрофической силы.

Землетрясение Вальпараисское, 1906 г., 17 августа, 00 ч. 40 мин. В океане близ порта Вальпараисо. 33.0° ю.ш., 72° з.д. M=8,6. Землетрясение ощущалось от южных границ Перу (1800 км от эпицентра) до о. Чилоэ (1 тыс. км от эпицентра). Его зарегистрировали в Буэнос-Айресе (1200 км от эпицентра), на о-вах Хуан-Фернандес (1800 км от эпицентра). Сила достигала 10 баллов. Землетрясение сопровождалось цунами, волны которого распространились вдоль берега. Произошли разрывы поверхности земли у берега и подвижки блоков. В горах сильные обвалы. Сильные разрушения в Вальпараисо и Сантьяго. Пожары. Погибли 1500 чело-

Таблица 132

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1981	октябрь	16	03 ч. 26 мин.	33.17	73.70	7,2	33
1973	октябрь	5	05 ч. 45 мин.	33.00	71.90	6,3	14
1971	июль	11	09 ч. 51 мин.	32.30	71.80	7,3	36
1967	сентябрь	26	16 ч. 11 мин.	30.50	71.90	6,0	—
1984	февраль	3	08 ч. 30 мин.	29.86	71.68	6,1	33
1968	январь	6	23 ч. 27 мин.	27.90	71.00	6,4	—
1973	июль	31	10 ч. 51 мин.	27.18	71.50	6,8	33
1964	август	18	04 ч. 45 мин.	26.60	71.60	6,2	—
1975	март	13	15 ч. 26 мин.	26.50	71.60	6,9	—
1983	октябрь	4	19 ч. 27 мин.	26.47	71.32	6,0	33
1983	октябрь	9	11 ч. 26 мин.	26.35	71.23	6,6	33
1983	октябрь	16	10 ч. 00 мин.	24.27	70.93	5,9	33
1971	декабрь	8	16 ч. 05 мин.	22.90	70.80	6,2	18

Таблица 133

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1985	март	4	00 ч. 32 мин.	32.4	71.4	6,2	33
	—»—	4	01 ч. 50 мин.	32.6	71.9	5,8	33
	—»—	4	02 ч. 08 мин.	29.9	71.6	5,2	33
	—»—	4	03 ч. 18 мин.	34.2	73.5	6,0	33
	—»—	4	03 ч. 33 мин.	32.3	72.2	6,4	33
	—»—	4	06 ч. 07 мин.	34.5	72.5	6,0	33
	—»—	4	15 ч. 01 мин.	33.7	71.6	6,3	33
	—»—	4	17 ч. 00 мин.	34.6	72.1	5,6	33
	—»—	4	18 ч. 13 мин.	33.0	73.2	5,7	33
	—»—	5	07 ч. 34 мин.	33.3	72.0	5,7	33
	—»—	5	12 ч. 49 мин.	34.1	71.6	5,2	33
	—»—	7	10 ч. 58 мин.	34.1	71.2	5,4	33
	—»—	9	15 ч. 12 мин.	33.5	72.9	5,6	33
	—»—	12	08 ч. 23 мин.	33.8	73.5	5,6	33
	—»—	17	10 ч. 41 мин.	32.9	73.2	6,6	33
	—»—	18	18 ч. 41 мин.	31.4	71.1	5,4	33
	—»—	19	04 ч. 01 мин.	33.4	72.8	6,8	33
	—»—	20	02 ч. 46 мин.	33.6	71.5	5,5	33
	—»—	23	13 ч. 45 мин.	34.5	72.7	5,9	33
	—»—	23	14 ч. 37 мин.	33.6	72.3	5,8	33
	—»—	24	16 ч. 16 мин.	34.2	72.6	5,6	33
	—»—	25	05 ч. 14 мин.	34.7	72.4	6,6	33
	апрель	3	13 ч. 06 мин.	33.0	71.7	6,3	33
	—»—	9	01 ч. 57 мин.	34.6	72.5	7,2	33

век. Ущерб 3 556 млн долл. Повышенный уровень сейсмичности сохранялся в очаговой области в течение 18 месяцев (*Соловьев, Го,* 1975; *Nelson, Ganse,* 1980).

З е м л е т р я с е н и е   В а л ь п а р а и с с к о е, 1985 г., 4 марта, 06 ч. 07 мин. Эпицентр в Тихом океане — в эпицентральной области землетрясения 16 августа 1906 г. 33.13° ю.ш., 71.87° з.д. M=7,8. H=33 км. Сила 8 баллов. Очаг приурочен к сейсмофокальной зоне поддвига микроплиты Наска. Его размеры 170×110 км. Большое количество (149) афтершоков. Наиболее сильные из них см. в табл. 134.

Массовые разрушения зданий и сооружений на аллювиальных осадках в городах Вальпараисо, Сан-Антонио, Сант-Яго. Повреждено 127 тыс. домов, разрушено 66 тыс. домов. Погибли 177 человек. Ранены 2500 человек. Остались без крова около 1 млн человек. Ущерб 1 800 тыс. долл. Обвалы в горах. Разломы на поверхности земли. Цунами с высотой волн 4 м у гор. Сан-Антонио. Цунами достигли Гавайских о-вов и Японии (*Aguirre,* 1988; *Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е   К о к и м б о, 1971 г., 9 июля, 03 ч. 03 мин. Эпицентр в океане. 32.5° ю.ш., 71,2° з.д. M=7,8. H=58 км. Сила 9 баллов. Сильные разрушения на берегу океана в провинции Кокимбо (Чили). В городах разрушено 70% зданий (35 тыс.). Убытки 250 млн долл. (*Соловьев,* 1982; *Соловьев, Го,* 1986).

З е м л е т р я с е н и я   с   э п и ц е н т р а м и   н а   б е р е г а х   Т и х о г о   о к е а н а. Прибрежная часть Центральных Анд имеет сложное складчато-блоковое строение с большим количеством разломов. С ними связаны очаги землетрясений. Это преимущественно мелкофокусные сильные, а иногда и катастрофические землетрясения. Довольно часто они сопровождаются цунами (см. табл. 135).

Как видно из приведенных данных, ряд землетрясений имеет катастрофическую силу (9 июля 1971 г., 4 октября 1983 г. и др.).

З е м л е т р я с е н и е   С е в е р о ч и л и й с к о е, 1966 г., 28 декабря, 8 ч. 18 мин. Эпицентры на берегу океана у порта Тальталь. 25.5° ю.ш., 70.6° з.д. M=7,8. H=47 км. Большие обвалы в горах. Разрушения построек. Большой материальный ущерб. Погибли три человека. Цунами распространились вдоль берега и по океану, достигнув Гавайских о-вов (сообщения печати; *Соловьев, Го,* 1975).

З е м л е т р я с е н и я   в   З а п а д н о й   К о р д и л ь е р е. Вдоль побережья Тихого океана протягивается цепь глыбовых поднятий, объединяемая под названием Западной Кордильеры Северного Чили и Перу. Для этих структур характерны большая подвижность и высокая сейсмичность. С их разломами связаны очаги сильных землетрясений. Главная сейсмофокальная зона Центральных Анд прослеживается здесь по очагам промежуточных землетрясений на глубинах 100—200 км. Кроме того, по разломам, секущим надвинутое крыло

Таблица 134

Год	*Месяц*	*Число*	*Часы, минуты*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1985	март	4	15 ч. 01 мин.	33.73	71.55	6,3	33
	март	5	07 ч. 33 мин.	33.28	73.02	5,7	33
	март	5	12 ч. 49 мин.	34.10	71.58	5,2	33
	март	9	15 ч. 12 мин.	33.85	73.55	5,6	33
	март	12	08 ч. 23 мин.	33.85	73.55	5,6	33
	март	17	10 ч. 41 мин.	32.94	73.17	6,3	33
	март	18	18 ч. 41 мин.	31.42	71.16	5,4	33
	март	19	04 ч. 01 мин.	33.40	72.79	6,8	33
	март	20	02 ч. 46 мин.	33.61	71.56	5,5	33
	март	23	13 ч. 45 мин.	34.49	72.65	5,9	33
	март	23	14 ч. 37 мин.	33.65	72.33	5,8	33
	март	24	16 ч. 16 мин.	34.17	72.64	5,6	33
	март	25	05 ч. 14 мин.	34.67	72.36	6,6	33
	апрель	3	13 ч. 06 мин.	33.01	71.75	6,2	33
	апрель	9	01 ч. 57 мин.	34.58	72.45	7,2	33



Чили. Андийская зона землетрясений.
Район порта Антофагаста и пустыни Атакамы.
Снимок из космоса

Анд, происходит много мелкофокусных землетрясений (см. табл. 136).

Иногда по относительно мелким разломам, осложняющим главную сейсмофокальную зону, в Западной Кордильере происходят серии сильных толчков (см. табл. 137).

В пределах Западной Кордильеры происходят и катастрофические землетрясения.

З е м л е т р я с е н и е А т а к а м с к о е, 1922 г., 10 ноября, 23 ч. 53 мин. Эпицентр в Западной Кордильере, в провинции Атакама (Чили). 28.50° ю.ш., 70.30° з.д. M=8,3. Сила 8—9 баллов. Большие обвалы в горах, трещины на поверхности земли. Сильные разрушения построек. Погибли 500 человек в гор. Копьяпо. Цунами с высотой волн до 9 м разрушили гор. Кокимбо. В волнах погибли несколько сот человек. Большой материальный ущерб. Цунами распространились по Тихому океану до Гавайских о-вов, Самоа, Новой Зелан-

Таблица 135

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1980	август	3	03 ч. 00 мин.	33.43	70.48	6,0	33
1971	июль	9	03 ч. 03 мин.	32.50	71.20	7,8	58
1981	ноябрь	7	03 ч. 30 мин.	32.08	71.05	6,8	33
1967	ноябрь	15	31 ч. 32 мин.	29.00	71.40	6,28	—
1964	июль	26	19 ч. 31 мин.	28.20	70.90	6,2	—
1978	август	3	18 ч. 11 мин.	26.90	70.40	6,5	50
1983	октябрь	4	18 ч. 52 мин.	26.40	70.54	7,8	48
1987	март	5	09 ч. 17 мин.	25.10	70.68	7,4	3
1975	октябрь	28	06 ч. 54 мин.	23.00	70.40	6,2	—

Таблица 136

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ							
1977	январь	17	21 ч. 27 мин.	25.20	69.00	6,8	100
1970	июнь	11	06 ч. 03 мин.	24.50	68.50	6,0	112
1973	декабрь	28	13 ч. 52 мин.	21.90	69.10	6,0	150
1967	декабрь	27	09 ч. 18 мин.	21.30	68.20	6,5	123
1977	май	18	16 ч. 50 мин.	21.10	68.40	5,9	220
1983	февраль	25	22 ч. 50 мин.	18.59	68.17	5,8	150
МЕЛКОФОКУСНЫЕ							
1973	июнь	4	23 ч. 39 мин.	24.20	69.10	6,0	—
1981	январь	7	16 ч. 27 мин.	24.01	70.78	6,2	3
1974	январь	2	10 ч. 42 мин.	22.60	68.00	7,0	80
1983	июль	21	07 ч. 11 мин.	22.66	69.20	5,8	33
1980	июнь	16	05 ч. 45 мин.	22.36	69.08	6,0	33
1973	февраль	5	09 ч. 53 мин.	22.30	69.20	6,4	—
1967	декабрь	21	02 ч. 25 мин.	21.70	69.50	7,5	—
1981	март	26	18 ч. 04 мин.	19.56	69.41	7,0	50
1981	апрель	16	22 ч. 06 мин.	19.49	69.55	5,3	33

дии. В Японии, в Офунато (о. Хонсю), цунами разрушили 30 домов (*Соловьев, Го,* 1975).

Нагорье Альтиплано — Пуна, Центральная и Восточная Кордильеры. Нагорье представляет собой бессточную депрессию с днищем на отметках 3200—4000 м. В пониженных местах нагорья находятся большие озера (Титикака, Поопо). От соседних кордильер депрессия грабена Альтиплано — Пуна отделена западной и восточной зонами разломов, с которыми связаны очаги землетрясений. Главная сейсмофокальная зона трассируется по очагам промежуточных землетрясений. По разломным зонам происходят и мелкофокусные землетрясения (см. табл. 138).

Как видно из приведенных данных, глубина очагов землетрясений главной сейсмофокальной зоны на восточной разломной границе Альтиплано — Пуна почти вдвое больше, чем на западной.

В южной части нагорья Альтиплано — Пуна, на территории Аргентины, в провинции Жужуй, в районе оз. Гуайатайо, по местным разломам происходят мелкофокусные землетрясения (см. табл. 139).

Таблица 137

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1985	март	3	23 ч. 39 мин.	33.2	70.2	6,5	33
	—»—	4	00 ч. 12 мин.	32.1	70.3	6,0	33
	—»—	4	13 ч. 49 мин.	33.9	70.4	5,6	33
	—»—	4	19 ч. 03 мин.	32.5	70.9	5,7	33

Таблица 138

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА							
1973	ноябрь	30	00 ч. 41 мин.	20.60	68.90	7,1	88
1915	июнь	6	—	18.50	68.50	8,0	—
1983	сентябрь	1	20 ч. 02 мин.	18.32	69.72	5,9	80
1984	февраль	26	08 ч. 18 мин.	17.31	70.66	5,9	115
ВОСТОЧНАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА							
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1971	февраль	21	10 ч. 38 мин.	18.00	67.20	6,3	169
1979	ноябрь	22	02 ч. 41 мин.	24.54	67.22	6,7	100
1982	сентябрь	11	14 ч. 12 мин.	24.28	66.65	—	200
1982	сентябрь	3	20 ч. 14 мин.	23.83	66.63	5,5	140
1950	декабрь	9	—	23.50	67.50	8,1	—
1987	апрель	1	01 ч. 48 мин.	23.07	65.94	6,2	250
1981	сентябрь	20	10 ч. 48 мин.	23.17	66.79	—	80
1985	октябрь	8	09 ч. 47 мин.	23.0	66.4	6,1	100
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1983	октябрь	21	08 ч. 14 мин.	27.05	67.40	6,0	33
1983	ноябрь	26	17 ч. 00 мин.	26.97	67.61	5,4	33

Таблица 139

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1981	декабрь	26	11 ч. 16 мин.	23.91	66.41	5,6	33
1982	июль	19	23 ч. 53 мин.	23.82	66.83	5,7	33
1981	март	9	07 ч. 46 мин.	23.53	66.33	5,6	33
1980	июнь	8	21 ч. 19 мин.	22.98	66.31	5,8	33
1981	июль	18	11 ч. 15 мин.	22.17	66.39	5,6	33
1981	январь	27	14 ч. 26 мин.	22.70	66.66	5,4	33

Глубокофокусные землетрясения Северо-Западной Аргентины. Наиболее глубокие части главной сейсмофокальной зоны Центральных Анд прослеживаются на территории Северо-Западной Аргентины по очагам глубокофокусных землетрясений на расстоянии около 1 тыс. км к востоку от желобов (см. табл. 140).

Восточно-Андийская сейсмическая зона. Выше уже говорилось, что Анды ограничены с востока мощной разломной зоной, восточнее которой расположены сьерры, представляющие собой активизированный край Южно-Американской платформы. Здесь происходят мелкофокусные землетрясения (см. табл. 141).

Иногда в Восточно-Андийской сейсмической зоне происходят и катастрофические землетрясения.

Землетрясение Сан-Хуан, 1944 г., 15 января. 23 ч. 49 мин. Эпицентр в горах Сьерра-де-Вилликум, в 50 км севернее гор. Сан-Хуан в Аргентине. 31.6° ю.ш., 68.5° з.д. M=7,8. H=50 км.

Таблица 140

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
НА ТЕРРИТОРИИ АРГЕНТИНЫ							
1983	декабрь	21	12 ч. 05 мин.	28.25	63.31	6,0	550
1983	декабрь	21	12 ч. 15 мин.	28.49	62.70	—	550
1967	сентябрь	9	10 ч. 07 мин.	28.00	62.90	6,5	660
1981	апрель	1	18 ч. 04 мин.	27.56	63.76	—	550
1977	февраль	4	07 ч. 46 мин.	25.30	61.50	6,3	500
НА ТЕРРИТОРИИ БОЛИВИИ							
1968	август	23	23 ч. 37 мин.	22.00	63.00	6,0	537
1983	январь	1	05 ч. 33 мин.	14.75	69.05	5,3	600

Таблица 141

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
СЬЕРРА-ДЕ-ЛА-ХУЭРТА							
1984	апрель	20	17 ч. 10 мин.	31.4	67.3	5,4	33
1980	апрель	9	08 ч. 18 мин.	31.48	67.08	5,8	33
1985	октябрь	24	01 ч. 49 мин.	31.5	68.4	6,1	33
1980	ноябрь	10	16 ч. 25 мин.	31.97	67.35	5,9	40
1979	август	30	18 ч. 59 мин.	31.96	67.66	—	33
1977	ноябрь	24	01 ч. 58 мин.	31.90	66.90	5,9	—
1982	март	12	22 ч. 16 мин.	31.09	67.33	5,3	33
СЬЕРРА-ПИЕ-ДЕ-ПАТО							
1977	ноябрь	28	06 ч. 31 мин.	31.80	68.10	5,8	—
1977	октябрь	23	09 ч. 26 мин.	31.10	68.50	7,3	—
СЬЕРРА-ДЕ-ВЕЛАСКО							
1979	июнь	27	21 ч. 46 мин.	29.32	66.87	—	33
1974	август	27	15 ч. 20 мин.	28.10	66.50	6,0	—
ПРОГИБ САНТЬЯГО-ЭСТЕРО							
1983	апрель	2	05 ч. 58 мин.	27.33	64.62	5,6	33
1979	сентябрь	5	13 ч. 55 мин.	27.16	64.47	—	33
1980	май	2	07 ч. 25 мин.	26.10	63.85	5,6	33
СЬЕРРА-ДЕ-ПАЕЛОС-ГРАНДИ							
1982	декабрь	8	21 ч. 00 мин.	24.61	66.87	5,7	33
1980	май	2	19 ч. 09 мин.	24.30	67.00	—	63
1983	январь	27	19 ч. 06 мин.	24.21	66.58	5,8	33

Разломы на поверхности земли. Обвалы в горах. Сильные разрушения в населенных пунктах. Погибли 5 тыс. человек. Убытки 400 млн долл. (*Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение Каусете, 1977 г., 23 ноября, 09 ч. 26 мин. Эпицентр в предандах, севернее гор. Сан-Хуан на западе Аргентины. 31.1° ю.ш., 67.8° з.д. M=7,3. H=13 км. Большое количество афтершоков с M до 5,9. Их гипоцентры располагались в очаге объемом 100×50×30 км (*Langer, Bollinger,* 1988). Разрушение зданий. Погибли 70 человек (*Гир, Шах,* 1988).

Глава 4

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПЕРУАНСКО-ЭКВАДОРСКИХ АНД

Перуанско-Эквадорские Анды состоят из двух ветвей — длинной Перуанской и короткой Эквадорской. Они сочленяются в поперечной разломной зоне, продолжающей на восток разломную зону подводного хр. Карнеги. Перуанско-Эквадорские Анды протягиваются вдоль Перуанского глубоководного желоба на его отрезке между поперечными желобу подводными хребтами Наска (15° ю.ш.) и Карнеги (0°). Желоб — выход на дне океана главной сейсмофокальной зоны Перуанско-Эквадорских Анд. Она полого (15°) наклонена под Анды, и по ней происходит поддвиг литосферной микроплиты Наска. К этой зоне приурочены очаги многочисленных слабых и сильных землетрясений. Это землетрясения мелкофокусные у берега, промежуточные в кордильерах, глубокофокусные восточнее Анд. Максимальная глубина очагов достигает 600 км (*Stauder,* 1975).

По сравнению с Центральными Андами Перуанско-Эквадорские имеют небольшую ширину — около 200 км. На побережье Тихого океана они образованы Береговой или Западной Кордильерами. Между 9 и 10° ю.ш. Западная Кордильера разделена продольной долиной Уараса на Кордильеру-Негра и Кордильеру-Бланка. Далее к югу они снова сливаются в Кордильеру-Уайуаш. На востоке Перуанско-Эквадорских Анд расположены Центральная и Восточная Кордильеры. Они отделены от Западной Кордильеры тектонической продольной долиной верховьев р. Мараньон — притока Амазонки.

В Эквадоре вдоль берега океана протягивается Западная Кордильера. За ней расположен большой продольный грабен Кито, за которым протягивается Восточная Кордильера. На разломах, ограничивающих блоковые структуры, расположены очаги землетрясений.

Особо надо подчеркнуть, что на территории Перуанских Анд имеется одна из максимальных высот рельефа. Так, в Кордильере-Бланка высочайшая ее вершина Невадо-Уаскаран имеет высоту 6768 м. Дно впадины Милн-Эдуардс в Перуанском желобе имеет наибольшую глубину 6215 м. Таким образом, разность отметок рельефа составляет 12 928 м на расстоянии 300 км. Это свидетельствует о сильной активизации и о дифференцированных подвижках блоков литосферы. Следствием этого являются частые и сильные землетрясения. Их можно подразделить на несколько систем.

Главная сейсмофокальная зона Перуанско-Эквадорских Анд. Она прослеживается по очагам землетрясений и имеет очень сложное строение. Крупные грабены (Кито и др.) осложняют ее конфигурацию. Под ними имеются очаги промежуточных землетрясений. Многочисленные продольные и поперечные разломы на границах блоков тоже влияют на расположение очагов мелкофокусных землетрясений. Так, в верхних 100 км литосферы очаги землетрясений концентрируются по сейсмофокальной зоне. На глубинах около 100 км от зоны ответвляются вверх крупные разломы, с которыми тоже связаны многочисленные очаги землетрясений. Их эпицентры удалены от глубоководного желоба на 150—250 км к востоку. Эти разломы образуют границы Западной Кордильеры (*Sacks, Linde,* 1978).

Краевой подводный вал. В океане на подводном краевом валу, в желобе и близ него располагаются эпицентры сильных мелкофокусных землетрясений. Многие из них достигали катастрофической силы (см. табл. 142).

Подводная терраса. Между

глубоководным желобом и берегами Перу и Эквадора расположена широкая подводная терраса, на которой концентрируются эпицентры сильных мелкофокусных землетрясений (см. табл. 143).

Многие землетрясения имели здесь катастрофическую силу. Приведем некоторые примеры.

Землетрясение Центральноперуанское, 1940 г., 24 мая, 16 ч. 35 мин. Эпицентр в океане у берега, в 160 км северо-западнее гор. Лима. 10.5° ю.ш., 77.0° з.д. M=8,4. Сила 8 баллов. Ощущалось на всей территории Перу, а на побережье Тихого океана — от гор. Арика в Чили до гор. Гуаякиль в Эквадоре. Большие обвалы в горах. Сильные разрушения. Погибли 179 человек. Ранены 3500 человек. Убытки 6.1 млн долл. (*Соловьев, Го,* 1975).

Землетрясение Наскинское, 1942 г., 22 августа, 22 ч. 51 мин. Эпицентр в океане у северного конца впадины Крюммель. 15.1° ю.ш. 76.0° з.д. M=8,6. Сила 9 баллов. Плейстосейстовая область 18 тыс. км^2. Обвалы в горах. Разрывы на поверхности. Цунами. Сильные разрушения дорог и зданий. Погибли 30 человек. Ранены 25 человек (*Соловьев, Го,* 1975).

Землетрясение Гуаякильское, 1953 г., 12 декабря, 17 ч. 31 мин. В заливе Гуаякиль в Эквадоре. 3.4° ю.ш., 80.6° з.д. M=7,8. Сила 8 баллов. Обвалы в горах. Трещины и разрывы на поверхности земли длиной до 50 м. Разрушения дорог и зданий. Погибли 7 человек. Ранены 20 человек (*Соловьев, Го,* 1975).

Землетрясение Арекипское, 1960 г., 13 января, 15 ч. 40 мин. Эпицентр в океане на континентальном склоне Перуанского желоба во впадине Крюммель. 16.0° ю.ш., 72.0° з.д. M=7,5. H=200 км. Обвалы в горах. Завалы и повреждения дорог в департаменте Арекипа на юге Перу. Разрушения шахт. Погибли 93 человека. Ранены 170 человек (*Соловьев, Го,* 1975; *Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение Анкач, 1966 г., 17 октября, 21 ч. 42 мин. Эпицентр в океане на подводной террасе у впадины Милн-Эдуардс. 10°30′ ю.ш., 78°30′ з.д. M=7,5. H=38 км. Цунами. Сильные раз-

Таблица 142

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1967	сентябрь	3	21 ч. 07 мин.	10.70	79.80	6,7	—
1984	январь	17	16 ч. 19 мин.	3.00	81.98	6,0	33
1901	январь	7	—	2.00	82.00	7,8	—
1942	май	14	—	0.80	81.50	8,3	—
1906	январь	31	—	1.00	81.50	8,9	—

Таблица 143

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
1979	февраль	16	10 ч. 09 мин.	16.62	72.69	7,0	18
1980	июнь	23	18 ч. 35 мин.	16.04	74.43	5,5	33
1980	август	11	19 ч. 41 мин.	15.54	75.08	5,5	33
1983	февраль	27	05 ч. 05 мин.	13.36	76.38	5,6	33
1968	сентябрь	28	13 ч. 53 мин.	13.20	76.40	6,0	70
1970	июнь	4	04 ч. 09 мин.	9.80	78.60	6,0	57
1970	май	31	20 ч. 23 мин.	9.20	78.80	7,6	43
1969	февраль	4	04 ч. 10 мин.	8.20	80.20	6,0	16
1983	март	15	11 ч. 28 мин.	7.57	80.46	6,0	33
1968	июль	30	20 ч. 39 мин.	6.90	80.50	6,1	27
1981	август	19	14 ч. 50 мин.	4.01	81.01	5,5	33
1981	июнь	5	23 ч. 35 мин.	3.96	80.97	5,7	14
1982	август	26	05 ч. 23 мин.	2.50	79.96	6,0	33
1983	ноябрь	22	14 ч. 21 мин.	0.59	80.28	6,6	33
1973	апрель	9	07 ч. 09 мин.	0.80	79.80	6,7	—
1906	январь	31	—	1.00	81.50	8,6	—
1958	январь	19	—	1.50	79.50	7,8	—
1979	декабрь	12	07 ч. 59 мин.	1.54	80.26	7,9	62



Эквадор. Главная зона землетрясений в Андах. Город Гуаякиль, где 12 декабря 1953 года произошло восьмибалльное землетрясение



Перуанские Анды. Западная Кордильера. Кордильера — Сьерра-Бланка и озеро Яхуокоша

рушения в прибрежной полосе между 10 и 13° ю.ш. Погибли 100 человек. Ранены 3 тыс. человек. Убытки 33 млн долл. (*Lomnitz, Cabre,* 1966).

Землетрясение Уаскаранское, 1970 г., 31 мая, 20 ч. 23 мин. Эпицентр в океане, в 35 км от берега, в районе гор. Чимботе. 9.2° ю.ш., 78.8° з.д. M=7,8. H=43 км. Сила 10 баллов. Площадь сотрясения 83 тыс. км^2. Обвалы в горах Сьерра-Бланка объемом 200 млн м^3. Запруживание оползнями рек с образованием временных озер в долинах. Возникновение Уаскаранской грязекаменной лавины объемом 50 млн м^3. Она сорвалась с северной вершины г. Невада-Уаскаран, распространилась на 16 км по долинам и погубила 18 тыс. человек. В долине р. Санта при прорыве временного озера возник грязевой поток, распространившийся на 150 км. Массовые разрушения мостов, дорог, плотин. Разрушено 250 населенных пунктов — 186 тыс. зданий. Погибли 66 794 человека. Ранены 50 тыс. Остались без крова более 800 тыс. человек. Слабое цунами. Общий ущерб 455 млн долл. (сообщения печати; *Соловьев, Го,* 1984, 1986; *Cluff,* 1971; *Plafker et al.,* 1971; *Гир, Шах,* 1988; *Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение Южноперуанское, 1974 г., 3 октября, 14 ч. 21 мин. Эпицентр в океане, в желобе Милн-Эдуардс, в 200 км западнее гор. Лима.



Перу. Землетрясение Ускаранское 31 мая 1970 г. Грязевая лавина, обрушившаяся с вулкана Уаскаран



Разрушение поселка грязевой лавиной, обрушившейся с вулкана Уаскаран

12.0° ю.ш., 79.0° з.д. M=7,8. H=35 км. Сила 7 баллов. Разрушено 20 тыс. зданий. Погибли 83 человека. Ранены 2400 человек. Остались без крова 80 тыс. человек. По Тихому океану цунами распространилось до Гавайских о-вов и до Японии. Общий материальный ущерб 200 млн долл. (сообщения печати; *Соловьев, Го,* 1986; Инженерный аспект землетрясения Лима, Перу, 1975; *Гир, Шах,* 1988).

Западная Кордильера Перуанско-Эквадорских Анд построена из многих горстовых блоков. Для главной сейсмофокальной зоны, расположенной под ними, характерны очаги промежуточных землетрясений. В разломах же, надвинутых на сейсмофокальную зону Анд, происходят мелкофокусные землетрясения (см. табл. 144).

С восточной стороны Западная Кордильера ограничена продольными грабенами. Наиболее крупные из них — грабен долины р. Санта в Перу и грабен Кито в Эквадоре.

Обособленная группа очагов землетрясений приурочена к разломам продольного грабена Кито в Эквадоре. Здесь глубина очагов землетрясений колеблется от 30 до 290 км. Некоторые землетрясения имеют здесь большую силу. Таково событие в 1987 г.

Землетрясение Эквадорское, 1987 г., 6 марта, 04 ч. 11 мин. Эпицентр на восточном борту грабена Кито, в 90 км восточнее гор. Кито. 0.30° с.ш., 77.84° з.д. M=7,0. H=33 км. Сила 8 баллов. Главному толчку предшествовал форшок 6 марта в 01 ч. 55 мин. M=6,9. После главного толчка последовало более 1300 афтершоков. Пробудился вулкан Ревентадор. В горах произошли большие обвалы, грязевые сели, запруды рек. В долине р. Агуарико — сильные наводнения. Селями уничтожено 40 км главного нефтепровода страны, повреждены дороги и линии связи. В населенных пунктах — массовые разрушения зданий. Погибли 1 тыс. человек. Остались без крова 75 тыс. человек. Общие убытки около 1 млрд долл. (по сообщениям печати; *Lauer,* 1987).

Под названием **Восточная Кордильера Перуанско-Эквадорских Анд** объединены многие блоковые структуры восточного борта грабена в долине верхнего течения р. Мараньон. Глубина залегания главной сейсмофокальной зоны под Восточной Кордильерой достигает 160 км. Однако значительно чаще здесь происходят мелкофокусные землетрясения (см. табл. 145).



Временное озеро в долине р. Ллангануко, возникшее вследствие завалов грязевой лавины

Некоторые из этих землетрясений достигали катастрофической силы.

Землетрясение Анкаш, 1946 г., 10 ноября, 17 ч. 42 мин. Эпицентр в долине верховьев р. Мараньон, в 15 км северо-западнее гор. Кичас. 8.40° ю.ш., 77.60° з.д. M=7,4. H=17 км. Сила 7 баллов. Плейстосейстовая область размером 100 км в длину, 10 км в ширину вытянута вдоль грабена долины р. Мараньон. Большие обвалы в горах. Под обвалом был погребен пос. Акобамба. Разрушен гор. Кичас. Погибли 800 человек. Очаг приурочен к сбросу с углом падения 30° (*Рихтер,* 1963; *Doser,* 1987; *Гир, Шах,* 1988).

Таблица 144

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1964	январь	26	09 ч. 09 мин.	16.30	71.70	7,0	116
1984	июнь	18	11 ч. 20 мин.	15.89	72.44	6,0	90
1979	май	21	22 ч. 22 мин.	15.45	70.21	6,2	126
1982	сентябрь	15	20 ч. 23 мин.	14.46	70.92	5,4	120
1982	март	28	23 ч. 25 мин.	12.16	76.15	5,8	90
1906	сентябрь	28	—	2.00	79.00	7,9	150
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1980	январь	16	15 ч. 49 мин.	14.60	73.93	6,1	33
1983	ноябрь	3	07 ч. 41 мин.	4.15	79.82	6,3	33

Таблица 145

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1969	октябрь	1	05 ч. 06 мин.	11.90	75.10	6,3	4
1976	май	15	21 ч. 55 мин.	11.50	75.00	6,5	—
1982	ноябрь	19	04 ч. 27 мин.	10.42	75.19	7,1	3
1984	январь	13	02 ч. 29 мин.	3.91	78.73	6,0	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1983	апрель	12	12 ч. 08 мин.	5.14	78.25	6,5	160
1986	ноябрь	23	01 ч. 39 мин.	3.27	77.45	6,2	150



Эквадор. Главная андийская зона землетрясений. Межгорный сейсмический грабен Кито, где 6 марта 1987 г. произошло восьмибалльное землетрясение



Перуанские Анды. Восточные Кордильеры. Долина реки Урубамбы

Зона землетрясений к востоку от Анд. Восточнее Перуанско-Эквадорских Анд располагается передовой Предандийский прогиб, а еще восточнее — краевой прогиб Бразильской платформы Акра-Бени, переходящий в Верхнеамазонскую депрессию. Здесь происходят редкие мелкофокусные, промежуточные и глубокофокусные землетрясения (см. табл. 146).

Землетрясение 31 июля 1970 г. было приурочено к глубинному разлому, который проявился при землетрясении на протяжении 153 км. Ширина зоны нарушений достигла 30 км. Разлом ориентирован по азимуту 150° (*Mendiguren, Aki,* 1978).

Итак, главная сейсмофокальная зона залегает под Перуанско-Эквадорскими Андами очень полого, а восточнее их срезана почти горизонтальным сдвигом. Поэтому произошел «отрыв» глубокой ее части от перемещенных на запад средней и верхней частей. Поэтому же эпицентры глубокофокусных землетрясений расположены далеко на востоке — на Южно-Американской древней платформе. В очагах этих глубокофокусных

Таблица 146

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° ю. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1984	январь	17	03 ч. 31 мин.	9.64	72.17	5,8	33
1983	апрель	15	10 ч. 08 мин.	5.35	75.92	5,6	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1968	сентябрь	9	00 ч. 38 мин.	8.70	74.50	6,0	120
1971	июль	27	02 ч. 03 мин.	2.70	77.40	7,0	135
1982	ноябрь	18	14 ч. 58 мин.	1.55	76.77	6,0	200
1980	октябрь	8	22 ч. 02 мин.	1.30	77.68	5,6	200
ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ (В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КОЛУМБИИ)							
1921	декабрь	18	22 ч. 02 мин.	2.50	71.00	7,9	650
1970	июль	31	17 ч. 08 мин.	1.50	72.60	7,2	651

землетрясений на глубинах около 600 км происходит сильное горизонтальное сжатие литосферы со стороны Анд и растяжение литосферы в субмеридиональном направлении. Таково было землетрясение 10 ноября 1963 г. 09.2° ю.ш., 71.5° з.д. M=6,7. H=600 км (*Akasche, Berckhemor,* 1970).

Глава 5

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КОЛУМБИЙСКО-ВЕНЕСУЭЛЬСКИХ АНД

Колумбийско-Венесуэльские Анды состоят из Колумбийской и Венесуэльско-Карибской ветвей. Первая образована Западной, Центральной и Восточной Кордильерами, веерообразно расходящимися на северо-восток. Западная и Центральная Кордильеры сложены изверженными и метаморфическими породами, а Восточная — осадочными. Кордильеры разделяются продольными грабенами долин рек Каука и Магдалена.

Венесуэльско-Карибская ветвь Анд представлена Кордильерой-де-Меридой, продолжением которой на восток являются карибские хребты на южном берегу Карибского моря. Между Восточной Кордильерой Сьерра-де-Перихой и Кордильерой-де-Меридой находятся грабены с лагуной Маракайбо и Венесуэльским заливом. Для тектоники кордильер характерны большие сдвиги. Западные крылья сдвиговых структур смещаются в северном направлении. Кордильера-де-Мерида отделена от Восточной Кордильеры сдвиговой зоной, в которой восточные крылья сдвигов также смещаются на север.

Под **Колумбийскими Андами** и под расположенным к востоку от них плато Пардос прослеживается главная сейсмофокальная зона, полого наклоненная на восток. Она имеет выход на дне Тихого океана вдоль берегов Колумбии севернее Перуанского желоба. Под Колумбийскими Андами главная сейсмофокальная зона залегает почти горизонтально на глубинах от 90 до 180 км. В этом Колумбийские Анды похожи на Патагонские. В области Португеса, в бассейне одноименной реки, располагаются эпицентры глубокофокусных (до 650 км) землетрясений.

Зоны землетрясений Колумбийских Анд. В этом регионе почти все землетрясения связаны с главной сейсмофокальной зоной и с осложняющими ее разломами в надвинутых Андах. Можно выделить несколько групп землетрясений, приуроченных к разным частям главной сейсмофокальной зоны.

Подводная терраса. Вдоль берегов Колумбии в океане протягивается подводная терраса. На ней концентрируются эпицентры мелкофокусных землетрясений (см. табл. 147).

Иногда здесь происходят катастрофические землетрясения.

Землетрясение Колумбийско-Эквадорское, 1979 г., 12 декабря, 07 ч. 59 мин. В океане близ порта Тумако в Южной Колумбии. 1.54° с.ш., 80.26° з.д. M=8,0. H=32 км. Ощущалось на всем юге Колумбии и на севере Эквадора. Обвалы в горах. Погружение в океан больших участков берега до 1,6 м. Погибли 600 человек. Цунами (*Herd et al.,* 1981; *Nelson, Ganse,* 1980).

Западная и Центральная Кордильеры представляют собой сводовое поднятие, разбитое посередине продольными гра-

Таблица 147

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
НА ПОДВОДНОМ КРАЕВОМ ВАЛУ							
1976	апрель	9	07 ч. 08 мин.	2.00	80.00	6,4	—
1979	март	1	14 ч. 33 мин.	2.46	81.00	5,5	33
НА ПОДВОДНОЙ ТЕРРАСЕ							
1980	сентябрь	3	22 ч. 12 мин.	3.44	78.35	6,3	33
1973	апрель	24	21 ч. 30 мин.	4.96	78.12	7,1	20

Колумбия. Центральная Кордильера, с которой связана зона землетрясений



Венесуэла. Зона землетрясений Кордильера-де-Мерида. Высочайшая вершина — Пик Боливар (5002 м)



бенами долины р. Каука. Здесь происходят землетрясения (см. табл. 148).

З е м л е т р я с е н и е П о п а я н, 1983 г., 31 марта. Эпицентр на разломе в грабене долины р. Каука у гор. Попаян. 02.5° с. ш., 76.6° з. д. M=5,5. H=5 км. Сила 7 баллов. Сильный афтершок 25 мая 1983 г. Разрушения зданий в селениях. Полное разрушение гор. Попаян, через территорию которого протягивается сейсмический разлом. Погибли 500 человек. Ранены 2 тыс. человек. Остались без крова 100 тыс. человек. Убытки 500 млн долл. (сообщения печати; *Lomnitz,* 1985).

В о с т о ч н а я К о р д и л ь е р а К о л у м б и и имеет большое протяжение — до побережья Карибского моря. На севере ее хребты разветвляются. Они разбиты разломами, осложняющими верхнее крыло надвига Анд. Главная сейсмофокальная зона залегает под Восточной Кордильерой, здесь располагаются очаги промежуточных землетрясений (см. табл. 149).

По разломам, ограничивающим отдельные блоки Восточной Кордильеры, происходят мелкофокусные землетрясения.

Венесуэльские Анды образованы Кордильерой-де-Меридой на западе и карибскими хребтами вдоль южного берега Карибского моря. Последние испыты-

вают воздействие от смещения на восток Карибской литосферной микроплиты. По разломам Ока на западе и Пилар на востоке происходит смещение северных крыльев этих разломов на восток. Это обусловливает землетрясения.

Кордильера-де-Мерида протягивается в северо-восточном направлении на 400 км вдоль сдвига Боконо. Северо-западное крыло сдвига смещается на северо-восток. К нему приурочены очаги землетрясений. Юго-восточнее Кордильеры-де-Мериды параллельно ей протягивается прогиб, выраженный в рельефе впадиной Баринас-Апуре. Землетрясения в Кордильере-де-Мериде мелкофокусные (см. табл.150). В тектонических узлах пересечения сдвига Боконо поперечными разломами происходят редкие промежуточные землетрясения.

В редких случаях в Кордильере-де-Мериде происходят более сильные землетрясения.

Зона разлома Пилар. Восточная часть карибских хребтов протягивается вдоль разлома Пилар, который продолжается на восток — на о. Тринидад. По разломам Пилар происходит перемещение на восток его северного

Таблица 148

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1973	май	19	04 ч. 07 мин.	4.50	76.30	6,1	—
1973	апрель	3	13 ч. 54 мин.	4.70	75.67	6,4	146
1979	ноябрь	23	23 ч. 40 мин.	4.94	76.07	6,6	93
1977	август	31	00 ч. 42 мин.	7.20	76.30	6,4	—

Таблица 149

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1967	июль	29	10 ч. 24 мин.	7.00	72.90	6,5	170
1979	март	11	12 ч. 16 мин.	7.18	72.78	—	183
1973	август	30	18 ч. 26 мин.	7.30	72.80	6,0	181

Таблица 150

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1967	декабрь	21	11 ч. 37 мин.	7.04	72.06	5,4	8
1970	январь	27	09 ч. 27 мин.	7.49	72.09	5,6	31
1968	май	13	19 ч. 36 мин.	9.06	71.08	4,9	5
1965	июль	19	04 ч. 13 мин.	9.25	70.44	5,3	31
1970	май	19	10 ч. 39 мин.	10.99	68.92	5,1	42

Таблица 151

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °ю. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1966	май	14	—	10.37	63.04	5,4	38
1963	июль	14	—	10.45	62.73	5,8	34
1974	июнь	12	—	10.61	63.47	6,0	—
1957	октябрь	4	—	10.90	62.80	6,7	32
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1968	сентябрь	20	—	10.76	62.70	6,8	103
1983	апрель	11	08 ч. 18 мин.	10.56	62.84	6,6	80

Венесуэла.
Зона землетрясений Пилар.
Город Каракас, который испытывал разрушительные землетрясения в 1641, 1812, 1500, 1967 гг.



крыла вслед за подвижками Карибской микроплиты. Вследствие этого происходят мелкофокусные, а иногда и промежуточные землетрясения (см. табл. 151).

Следует отметить, что восточная часть карибских береговых хребтов испытывает некоторое воздействие подвижек литосферы в островной дуге Малых Антильских о-вов.

В Венесуэльских Андах происходят и катастрофические землетрясения. Так, например, гор. Каракас разрушался 11 июня 1641 г., 26 марта 1812 г., 29 октября 1900 г., 29 июля 1967 г.

Землетрясение Каракасское, 1967 г., 30 июля. 00 ч. 00 мин. Эпицентр в Карибском море, в 60 км севернее города. 10.6° с. ш., 67.3° з. д. M=6,5. H=10 км. Сила 8 баллов. Погибли 300 человек. Сильные разрушения высотных зданий. Материальный ущерб 280 млн долл. (*Espinosa, Algermissen,* 1973; *Rial,* 1978; *Steinbrugge, Cluff,* 1968).

Часть вторая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ И КАРИБСКОЙ МИКРОПЛИТЫ

Континент Северной Америки отличен от континента Южной Америки более сложным взаимодействием литосферных плит.

Древнее докембрийское ядро Северной Америки обрамлено разновозрастными складчатыми поясами. По разломам, ограничивающим складчатые блоки, происходят землетрясения. Их эпицентры широкой дугой, выпуклой на юг, огибают Северо-Американскую древнюю платформу. На этот «сейсмический фон» наложены сейсмические пояса, протянувшиеся вдоль Тихоокеанского побережья. На юге они обусловлены процессами поддвига Тихоокеанской литосферы под континент Северной Америки, а на севере — процессами сдвига ее по трансформной разломной границе. Южнее континента Северной Америки расположена Карибская микроплита — область позднемелового — палеогенового прорыва Тихоокеанской литосферы в Атлантику (*Malfaite, Dinkelman,* 1972). Она характеризуется интенсивной сейсмичностью. Все это позволяет подразделить сейсмические пояса Центральной и Северной Америки на четыре группы: Карибская микроплита и Антильская островная дуга; Центральная Америка, Южная и Юго-Восточная Мексика; Калифорния и Большой Бассейн; трансформная граница плит у побережья штатов Орегон и Вашингтон; межгорные грабены-прогибы на территории штатов Орегон и Вашингтон.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАРИБСКОЙ МИКРОПЛИТЫ И АНТИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Карибская литосферная микроплита продвигается к востоку между Северной и Южной сдвиговыми границами. Северная протягивается с запада на восток на 2 тыс. км от Гондурасского залива по глубоководному желобу Кайман вдоль южного конца Кубы, вдоль северного берега о. Гаити и далее на восток по глубоководному желобу Пуэрто-Рико. У о. Анегада (64.5° з. д.) сдвиг Пуэрто-Рико дугообразно изгибается и меняет широтное простирание на юго-восточное, переходя в поддвиг Атлантической океанической литосферы под Наветренные о-ва. Южная сдвиговая граница Карибской микроплиты протягивается по карибским хребтам вдоль сдвигов Ока и Пилар (см. выше).

Эти сдвиговые границы смыкаются с концами островной дуги Наветренных о-вов. Карибская микроплита опущена ниже уровня моря и представляет собой глубоководные котловины — Колумбийскую (4532 м) и Венесуэльскую (5420 м), разделенные подводным хр. Беата, ответвляющимся на юг от о. Гаити.

Землетрясения Карибской микроплиты приурочены к ее разломным границам и к островной дуге Наветренных о-вов.

Северная сдвиговая граница Карибской микроплиты. Выход этой зоны на дне моря представлен желобом Кайман, протянувшимся на 1 тыс. км. Его можно подразделить на три отрезка. Западный отрезок характерен глубоководными впадинами Бонакка и Суон. Центральный отрезок желоба осложнен продольным поднятием с субмеридиональным поперечным к желобу поднятием. Глубина моря в центральном участке достигает 7680 м. В рифте происходит раздвижение литосферы, отмечается повышение ее сейсмичности. Для восточного отрезка желоба характерны глубоководные впадины. Одна из них — Ориента — достигает глубины 7238 м. В желобе Кайман происходят сложные блоковые движения литосферы, осложняющие зону поддвига Северо-Американской плиты под Карибскую. Так, в восточной части желоба некоторые блоки Карибской плиты поддвигаются под Северо-Американскую плиту.

Итак, Северная сдвиговая граница Карибской микроплиты разнообразна по тектонике. На западе и в середине глав-

ная роль принадлежит разлому Кайман, выраженному глубоководным желобом. Он срезает южную оконечность Кубы, отделяя ее от о. Гаити проливом Наветренным. Восточная часть Северной разломной границы представлена сдвигом Пуэрто-Рико, выраженным глубоководным (8742 м) желобом. Этот разлом протягивается вдоль о-вов Гаити и Пуэрто-Рико до Наветренных о-вов.

Для западного отрезка Северной сдвиговой границы характерны слабые и сильные мелкофокусные землетрясения. Однако к югу от Кубы происходят землетрясения с глубиной очагов до 90 км. *(Альварес,* 1974; *Альварес, Бунэ,* 1977). Здесь прослеживается сейсмофокальная зона, наклоненная на юг. По ней происходит поддвиг Северо-Американской плиты под Карибскую микроплиту *(Molnar, Sykes,* 1969).

Сдвиги в сейсмофокальной зоне Кайман сопровождаются блоковыми подвижками по местным разломам. В результате происходят сильные мелкофокусные землетрясения. Одно из них 7 июня 1792 г. в 11 ч. 43 мин. полностью разрушило гор. Порт-Ройал.

В восточной части сдвиговой границы, под о-вами Гаити и Пуэрто-Рико, тоже происходят сильные промежуточные землетрясения с глубиной очагов до 140 км. Здесь тоже происходит поддвиг Северо-Американской плиты под Карибскую. Еще дальше на восток, после дугообразного изгиба разлома Пуэрто-Рико, поддвиг Атлантической литосферы под островную дугу Наветренных о-вов усиливается. Изменяется и механизм очагов землетрясений. Если в Северной разломной зоне преобладают сдвиговые механизмы очагов, то в островной дуге они сочетаются со сбросовыми (см. табл. 152).

Наветренные о-ва. Дуга Наветренных о-вов протягивается на 750 км. Двойная цепь островов состоит в северной части из внешней зоны, или Известняковых Кариб, и внутренней зоны, или Вулканических Кариб. В южной части Наветренных о-вов Вулканические Карибы выражены подводными горами. С западной стороны Вулканических Кариб протяги-

Таблица 152

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
РАЗЛОМНАЯ ЗОНА КАЙМАН. ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ							
1912	апрель	9	08 ч. 32 мин.	19.0	85.0	7,3	—
1910	январь	1	11 ч. 02 мин.	16.5	84.0	7,1	60
1900	июнь	21	20 ч. 52 мин.	20.0	80.0	7,9	—
ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ, О-ВА ЯМАЙКА И КУБА							
1917	февраль	20	19 ч. 30 мин.	19.5	78.5	7,4	—
1899	июнь	14	11 ч. 09 мин.	18.0	77.0	7,8	—
1932	февраль	3	06 ч. 15 мин.	19.5	75.0	6,8	—
РАЗЛОМНАЯ СИСТЕМА ПУЭРТО-РИКО. О. ГАИТИ И ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЖЕЛОБА							
1911	октябрь	6	10 ч. 16 мин.	19.0	70.5	7,0	—
1953	май	31	19 ч. 58 мин.	19.7	70.1	6,9	—
1946	август	8	13 ч. 28 мин.	19.5	69.5	7,6	—
1979	март	23	19 ч. 32 мин.	18.6	69.4	6,5	80
1948	апрель	21	20 ч. 22 мин.	19.2	69.2	7,3	40
1946	август	4	17 ч. 51 мин.	19.2	69.0	8,1	—
1946	октябрь	4	14 ч. 45 мин.	18.8	68.5	7,0	50
СРЕДНЯЯ ЧАСТЬ ЖЕЛОБА ПУЭРТО-РИКО							
1966	ноябрь	3	16 ч. 24 мин.	19.2	68.0	6,0	—
1916	апрель	24	04 ч. 26 мин.	18.5	68.0	7,0	80
1917	июль	27	01 ч. 01 мин.	19.0	67.5	7,0	50
1918	октябрь	11	14 ч. 14 мин.	18.5	67.5	7,5	2
1943	июль	29	03 ч. 01 мин.	19.2	67.4	7,8	—
1970	июль	8	04 ч. 49 мин.	18.0	64.6	6,4	150

вается внутридуговой Гренадский желоб (4120 м), за которым расположен подводный хр. Авес. Некоторые исследователи предполагают, что Гренадский желоб — зачаточная рифтовая зона, в которой происходит новообразование океанической литосферы.

Под островную дугу наклонена сейсмофокальная зона с очагами землетрясений на глубинах до 240 км (см. табл. 153).

Сейсмофокальная зона поддвига океанической литосферы под островную дугу Наветренных о-вов имеет сложное строение. Она расчленена поперечными разломами на литосферные блоки, которые поддвигаются под дугу с разными углами наклона. Так, в средней части дуги — между о-вами Доминика и Мартиника — наклон зоны поддвига достигает 50°. К северу и к югу от этого блока наклон зоны поддвига уменьшается.

Под островную дугу Наветренных о-вов в недавнем геологическом прошлом (последние 10 млн лет) были пододвинуты океанические разломные хребты Сент-Люсия, Тибурон, Барракуда. Сохранившиеся на дне океана юго-восточные части этих подводных хребтов образуют сейчас как бы ответвления дуги в юго-восточном направлении. Узлы пересечения этих разломных хребтов с островной дугой отмечены особенно сильными землетрясениями. Так, к узлу пересечения хребта Сент-Люсия (район одноименного острова) были приурочены землетрясения в 1839 г. (M=7,5) и в 1946 г. (M=7,0). К узлу пересечения хр. Тибурон (район о. Доминика) было приурочено землетрясение в 1897 г. (M=7,5). К узлу пересечения хр. Барракуда (район о. Барбуда) были приурочены землетрясения в 1843 г. (M=8,5) и в 1974 г. (M=7,2).

Особенно сильным было землетрясение в 1843 г. (M=8,5, сила 9 баллов). Оно произошло вследствие вскрытия разлома длиной в 275 км. Землетрясение вызвало сильные разрушения на островах.

Глава 2

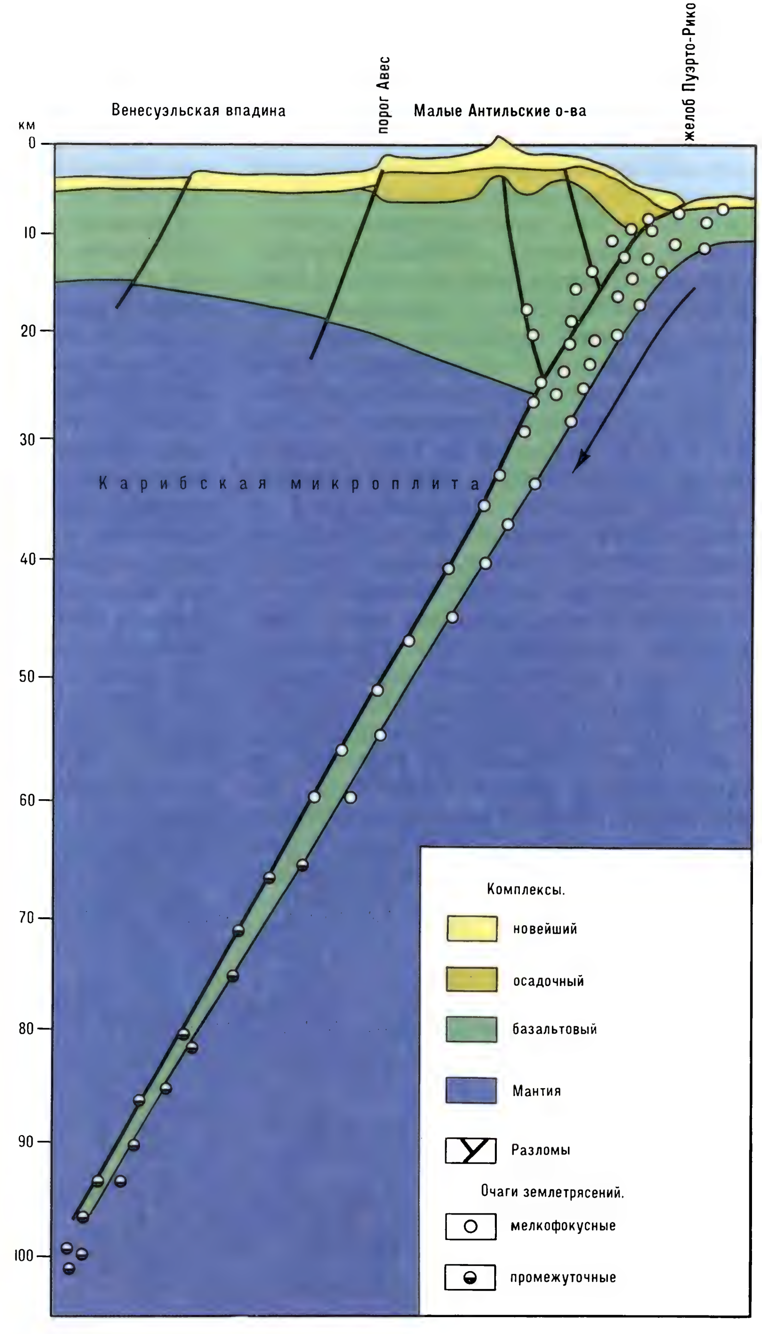
ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АМЕРИКИ, ЮЖНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МЕКСИКИ

В раннем олигоцене — 50 млн лет назад — на месте нынешнего западного берега Центральной Америки и Юго-Восточной Мексики стали формироваться цепи островных дуг. Они протянулись вдоль разломной зоны, отделившей Карибскую микроплиту от микроплиты Кокос. По мере отмирания древних зон поддвига на периферии Карибской микроплиты стал усиливаться поддвиг плиты Кокос по Центральноамериканской разломной зоне. Выход последней на дне океана выражен Центральноамериканским глубоководным (6622 м) желобом, который протягивается на

Таблица 153

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1918	февраль	24	—	12.0	62.0	7,2	1
1969	декабрь	25	21 ч. 32 мин.	15.8	59.7	7,2	1
1974	октябрь	8	09 ч. 50 мин.	17.2	62.0	7,3	27
1982	январь	30	02 ч. 35 мин.	17.5	61.3	6,5	61
1984	март	30	08 ч. 00 мин.	17.5	59.7	5,8	3
1977	декабрь	13	01 ч. 14 мин.	17.5	54.6	6,5	50
1967	декабрь	24	20 ч. 03 мин.	17.6	67.0	6,5	—
1981	март	7	00 ч. 52 мин.	18.1	60.0	5,6	33
1981	октябрь	10	22 ч. 59 мин.	19.5	62.4	5,0	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1968	сентябрь	20	06 ч. 00 мин.	10.7	72.7	6,8	107
1910	январь	23	—	12.0	60.5	7,1	100
1940	июль	6	—	13.0	61.2	6,5	160
1914	октябрь	3	17 ч. 22 мин.	16.0	61.0	7,4	100

Земная кора
и землетрясения
Малой Антильской
островной дуги
(по Д. Томблину,
с изменениями)



2800 км от подводного хребта Кокос на юго-востоке до северного конца Восточно-Тихоокеанского поднятия у входа в Калифорнийский залив. Бывшие островные дуги превратились в горные сооружения кордильер Центральной Америки и Юго-Восточной Мексики. Это Кордильера-де-Сан-Блас и Серрания-де-Табасара в Панаме, Кордильера-де-Таламанка и Вулканика в Коста-Рике, Кордильера-Исабелья в Никарагуа, Южная Сьерра-Мадре в Южной Мексике.

По территории Никарагуа и Сальва-

дора протягивается система грабенов. В ней расположены большие озера Никарагуа и Манагуа. Аналогичная система грабенов есть и в Южной Мексике. С разломами Центральноамериканского желоба, Никарагуано-Сальвадорского и Южно-Мексиканского грабенов связаны очаги сильных землетрясений. К сейсмофокальной зоне, наклоненной на северо-восток, примыкает главный сейсмический пояс Центральной Америки и Юго-Восточной Мексики. В нем происходят землетрясения с глубинами очагов до 250 км. С разломами в грабенах связаны очаги мелкофокусных землетрясений.

По территории Гватемалы, от границы ее с Мексикой до Гондурасского залива, протягивается зона поперечных сдвигов Мотагуа, продолжающая на запад сдвиги системы Кайман. С разломной системой Мотагуа связаны сильные мелкофокусные землетрясения.

Панамо-Коста-Риканская часть Центральной Америки. Горы Панамского перешейка представляют собой продолжение Западной Кордильеры Колумбии. Глубоководный желоб вдоль тихоокеанского берега Панамы не выражен, но проявляется у берега Коста-Рики. По-видимому, поддвиг микроплиты Кокос происходит слабо. Тем не менее в зоне поддвига происходят сильные мелкофокусные землетрясения (см. табл. 154).

На территории Коста-Рики сильные землетрясения происходят систематически. Там зарегистрировано более 200 землетрясений с магнитудой 6,75 и больше. Сильное мелкофокусное землетрясение 4 октября 1910 г. полностью разрушило гор. Картаго — старую столицу страны. Погибло несколько сот человек.

Средняя часть Центральной Америки (Никарагуа и Сальвадор). На территории Никарагуа происходит расширение пояса Кордильер, усложнение их геологического строения. Главная сейсмофокальная зона Центральноамериканского желоба прослеживается здесь по очагам промежуточных землетрясений до глубины 300 км. Большое количество очагов мелкофокусных землетрясений приурочено к разломам Никарагуано-Сальвадорских грабенов, особенно в местах пересечения их поперечными разломами, как в районах Манагуа и Сан-Сальвадора. В этих узлах происходят разрушительные землетрясения (см. табл. 155).

Редкие сильные мелкофокусные землетрясения происходят и на берегах Карибского моря. Таково землетрясение 3 июля 1983 г. в 17 ч. 14 мин. Эпицентр его находился на юге Москитового берега (13.4° с. ш., 83.6° з. д.). M=6,4. H=3 км.

Как уже отмечалось, особенно разрушительные землетрясения приурочены к

Таблица 154

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
ПАНАМА							
1976	июль	11	20 ч. 42 мин.	7.4	78.4	7,1	—
1976	июль	11	16 ч. 55 мин.	8.3	78.1	6,8	—
1904	январь	20	—	7.0	79.0	7,9	—
1981	январь	7	07 ч. 02 мин.	2.0	79.5	5,6	33
1981	январь	3	01 ч. 23 мин.	2.4	79.7	5,7	3
1979	июнь	27	09 ч. 50 мин.	7.5	81.7	6,1	33
1934	июль	18	—	8.1	82.4	7,7	—
1983	май	9	15 ч. 53 мин.	9.2	82.9	6,3	33
КОСТА-РИКА							
1979	июль	1	20 ч. 38 мин.	8.3	83.0	6,5	50
1904	декабрь	20	—	8.5	83.0	8,3	—
1977	июль	7	07 ч. 08 мин.	8.8	83.0	5,9	—
1983	апрель	3	02 ч. 50 мин.	8.7	83.1	7,3	33
1979	август	24	04 ч. 27 мин.	8.8	83.5	6,6	33
1950	октябрь	5	—	10.4	85.2	7,7	—
1978	август	23	10 ч. 38 мин.	9.9	85.3	7,0	—
1967	октябрь	3	18 ч. 16 мин.	10.9	85.9	6,0	—

Никарагуано-Сальвадорской системе грабенов. Таковыми были землетрясения в Манагуа и Сан-Сальвадоре.

Землетрясение Манагуа, 1972 г., 23 декабря, 06 ч. 29 мин. Эпицентр на поперечной разломной зоне Никарагуанского грабена протяженностью 15 км. 12.15° с. ш., 86.27° з. д. M=6,25. H=14,5 км. Сильные разрушения зданий старой постройки. Уничтожен центр города площадью 15 км². Погибли 10 тыс. человек. Ранены 50 тыс. человек. Остались без крова 200 тыс. (*Brown et al.*, 1973; *Managua, Nicaragua Earthquakes of December 23, 1972; 1973; Algermissen et al.*, 1974).

При сильных афтершоках в марте 1973 г. произошли новые разрушения зданий. Следует отметить, что Манагуа уже разрушался землетрясениями в 1885, 1931, 1968 гг.

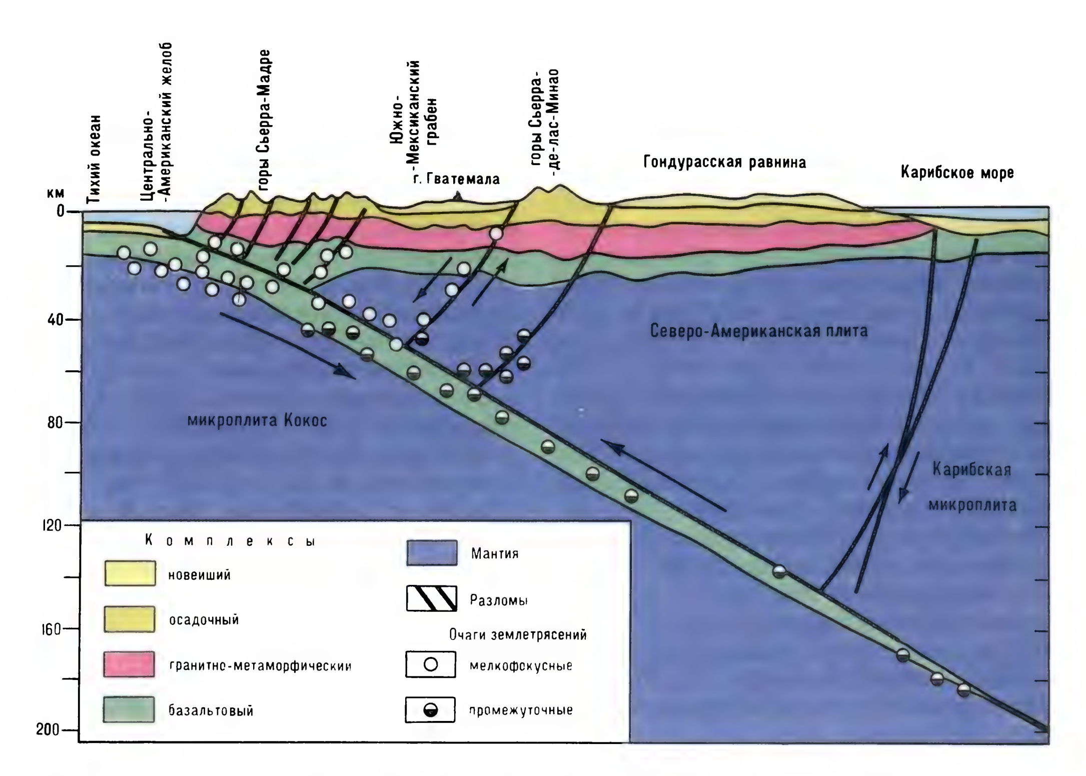
Землетрясение Никарагуано-Сальвадорское, 1987 г., 17 ноября, 03 ч. 40 мин. Эпицентр на побережье Тихого океана, в 150 км к северо-западу от гор. Манагуа. 12.85° с. ш., 86.85° з. д. M=6,2. H=90 км. Землетрясение ощущалось на территориях Никарагуа и Сальвадора вдоль системы грабенов (по сообщениям печати).

Землетрясение Сальвадорское, 1965 г., 3 мая, 10 ч. 01 мин. Эпицентр в зоне срединного грабена на поперечном разломе. 13.5° с. ш., 89.3° з. д. M=6,3. H=23 км. Сила 8 баллов. Разрушения зданий. Погибли 150 человек. Ранены 400 человек. Остались без крова 4 тыс. человек (*Lomnitz, Schulz*, 1986).

Землетрясение Сан-Сальвадорское, 1986 г., 10 октября. Эпицентр на южной окраине гор. Сан-Сальвадор. 13.6° с. ш., 89.2°з. д. Очаг землетрясения на поперечном разломе, секу-

Таблица 155

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1956	ноябрь	10	00 ч. 08 мин.	10.66	86.00	6,0	18
1972	декабрь	23	06 ч. 29 мин.	12.15	86.27	6,2	5
1952	февраль	26	15 ч. 39 мин.	11.51	86.40	6,0	60
1956	октябрь	27	15 ч. 33 мин.	11.72	86.44	6,0	52
1956	октябрь	25	05 ч. 21 мин.	11.53	86.44	6,5	44
1959	апрель	24	09 ч. 31 мин.	11.38	86.49	6,5	19
1970	август	12	09 ч. 24 мин.	12.00	86.50	6,6	—
1956	октябрь	24	14 ч. 42 мин.	11.54	86.55	7,2	26
1951	сентябрь	28	12 ч. 07 мин.	11.44	86.55	6,0	54
1958	декабрь	4	19 ч. 19 мин.	11.49	86.58	6,0	50
1954	февраль	19	00 ч. 40 мин.	11.88	86.42	6,8	44
1954	февраль	29	02 ч. 00 мин.	11.87	86.96	6,0	32
1954	февраль	19	21 ч. 34 мин.	11.64	87.01	6,5	8
1978	май	31	01 ч. 07 мин.	12.10	87.60	6,1	—
1952	ноябрь	20	15 ч. 37 мин.	12.29	87.66	6,2	30
1982	июнь	19	00 ч. 19 мин.	13.02	89.42	7,5	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1970	сентябрь	29	04 ч. 42 мин.	11.40	85.64	5,4	180
1967	октябрь	15	08 ч. 01 мин.	12.00	85.40	6,7	165
1969	июль	24	00 ч. 35 мин.	11.45	85.98	5,3	104
1956	август	9	17 ч. 01 мин.	10.54	86.10	—	124
1967	октябрь	15	08 ч. 00 мин.	11.77	86.13	6,2	151
1954	май	3	17 ч. 13 мин.	11.89	86.25	6,0	149
1967	август	27	13 ч. 08 мин.	12.08	86.43	5,2	171
1961	март	22	14 ч. 19 мин.	11.78	86.44	—	75
1962	октябрь	27	13 ч. 52 мин.	11.46	86.51	—	93
1960	июль	10	13 ч. 34 мин.	12.27	86.73	—	112
1959	август	15	23 ч. 56 мин.	12.73	86.77	—	190
1970	март	27	18 ч. 39 мин.	12.63	86.92	5,1	166
1969	март	14	08 ч. 47 мин.	12.65	86.97	5,6	169
1961	май	23	16 ч. 44 мин.	12.58	87.37	6,3	92



Земная кора и землетрясения на территории Гватемалы (по Фишеру, с изменениями)

щем Сальвадорский грабен. М=5,5. Н=8 км. Сила 7 баллов. Афтершоки 13 октября 1986 г. Разрушение большого количества зданий. Разломы на поверхности земли. Большие оползни. Погибли 1500 человек. Ранены 10 тыс. человек. Остались без крова 250 тыс. человек. Общий ущерб 1357 млн долл. (*Olson,* 1987; *Rymer,* 1987).

Северная часть Центральной Америки (Гватемала и сопредельная часть Мексики). На территории Гватемалы и сопредельных с ней районов Южной Мексики вдоль океана, по побережью залива Теуантепек, протягивается Сьерра-Мадре. К северо-востоку от нее располагается обширное горное плато, сложенное складчатыми структурами палеозойского и мезозойского возрастов. Плато прорезано долиной р. Мотагуа, впадающей в Гондурасский залив. Долина расположена в трансформной зоне — на границе между Северо-Американской плитой и Карибской микроплитой. С хребтом Сьерра-Мадре и с разломной зоной Матагуа связаны многочисленные землетрясения (см. табл. 156).

В сдвиговой зоне Мотагуа происходят катастрофические землетрясения. Так, в 1873 г. была разрушена столица Гватемалы — гор. Гватемала. Ее пришлось перенести в район Вилле-де-ла-Ермита, где она и находится в настоящее время. Еще более сильным было землетрясение 6 августа 1917 г. В более позднее время таковым было событие в 1976 г.

Землетрясение Гватемальское, 1976 г., 4 февраля, 9 ч. 03 мин. Эпицентр в 160 км северо-восточнее гор. Гватемала у оз. Исабель. 15.3° с. ш., 89.1° з. д. М=7,5. Н=5 км. Сила 9 баллов. Разрывы земной поверхности на протяжении 240 км с горизонтальным смещением блоков до 3,25 м. Большие обвалы и оползни в горах. Разрушение дорог и построек на площади 9 тыс. км^2. Разрушение городов Гватемала и Гуалан. Более 18 сильных афтершоков. Погибли 22 778 человек. Ранены 27 тыс. человек. Остались без крова около 1 млн человек. Ущерб 1 400 млн долл. (*Plafker,* 1976; *Kanamori, Stewart,* 1978; *Nelson, Ganse,* 1980; *Болт,* 1981).

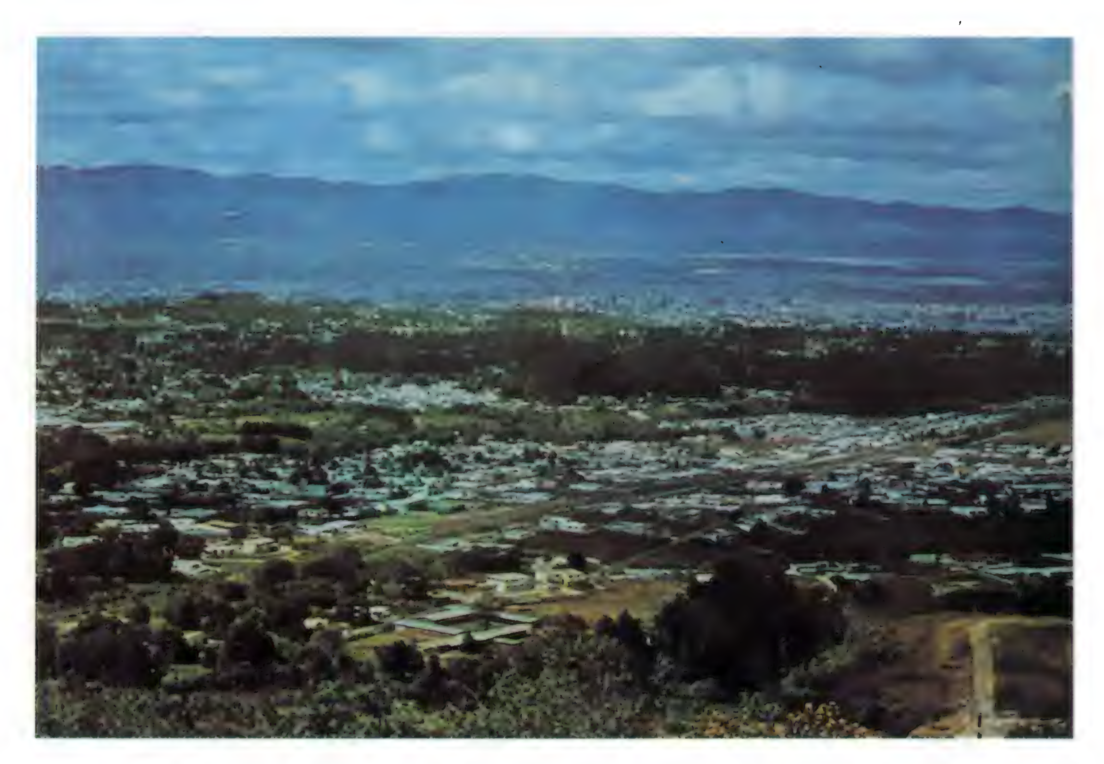
Южная Мексика. Центральноамериканский желоб, или желоб Акапулько, протягивается вдоль тихоокеанского берега Южной Мексики до входа в Калифорнийский залив. Это выход на дне океана сейсмофокальной зоны, по которой под Северо-Американскую литосферную плиту поддвигается край микроплиты Кокос. Вдоль берега протягиваются высокие хребты: Южная

Сьерра-Мадре, Сьерра-де-Коалькоман и др. Северо-восточнее их параллельно берегу протягивается зона грабенов, занятая долинами р. Бальсас и ее правого притока — р. Тепалькатепек. К этим грабенам приурочены эпицентры землетрясений. Севернее зоны грабенов расположено обширное нагорье Вулканической Сьерры с конусами больших вулканов (Попокатепетль и др.). Вулканическая Сьерра находится на восточном продолжении большого трансформного разлома Кларион, который сечет дно Тихого океана.

Мексиканская область поддвига океанической литосферы и связанные с ней сейсмические пояса имеют сложное строение. Можно выделить четыре сейсмические подобласти: Оаксака (15.0 — 17.4° с. ш., 95.0 — 98.0° з. д.), Гереро

Таблица 156

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
ГВАТЕМАЛА							
1976	февраль	4	09 ч. 02 мин.	14.5	90.7	7,5	—
1976	февраль	6	18 ч. 19 мин.	14.5	90.7	6,0	—
1979	октябрь	27	21 ч. 43 мин.	14.2	90.8	6,6	33
1979	октябрь	27	14 ч. 36 мин.	14.5	90.9	6,8	33
1942	август	6	—	13.9	90.9	8,3	—
1902	апрель	19	—	14.0	91.0	8,2	—
1978	февраль	22	06 ч. 07 мин.	14.5	91.1	6,2	50
1982	апрель	18	10 ч. 42 мин.	15.2	91.4	6,1	50
1978	октябрь	30	18 ч. 23 мин.	13.9	91.4	6,2	—
1983	декабрь	2	03 ч. 09 мин.	14.3	91.6	7,0	3
1978	сентябрь	10	23 ч. 24 мин.	15.0	91.6	5,8	—
1966	август	18	10 ч. 33 мин.	14.6	91.8	6,0	—
1966	декабрь	10	13 ч. 06 мин.	14.3	92.1	6,2	62
1982	февраль	6	19 ч. 57 мин.	14.4	92.2	6,7	33
1982	апрель	6	16 ч. 00 мин.	14.4	92.2	5,9	33
1982	апрель	6	16 ч. 00 мин.	14.4	92.2	5,9	33
МЕКСИКА							
1983	декабрь	10	20 ч. 23 мин.	15.0	91.7	6,2	33
1970	апрель	29	14 ч. 01 мин.	14.5	92.6	7,2	33
1970	апрель	29	11 ч. 23 мин.	14.6	92.7	6,5	41
1902	сентябрь	23	—	16.0	93.0	8,0	—
1983	декабрь	13	06 ч. 37 мин.	14.6	93.1	5,8	3
1970	апрель	30	08 ч. 33 мин.	14.7	93.2	6,6	19
1981	январь	1	03 ч. 29 мин.	16.9	94.4	5,4	3
1918	ноябрь	28	10 ч. 36 мин.	15.4	94.6	6,3	—
1983	январь	24	08 ч. 17 мин.	16.7	95.1	6,8	30
1965	август	23	—	16.5	95.8	7,7	20
1978	ноябрь	29	—	16.0	96.6	7,9	—
1979	март	11	—	17.8	101.3	7,6	49
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
ГВАТЕМАЛА							
1981	ноябрь	7	22 ч. 03 мин.	14.3	90.5	5,1	175
1978	август	18	15 ч. 36 мин.	16.1	91.0	6,5	250
1983	апрель	14	07 ч. 20 мин.	15.2	91.1	5,8	80
1980	май	18	07 ч. 09 мин.	14.8	91.4	5,3	100
1968	сентябрь	25	10 ч. 38 мин.	15.6	92.6	6,3	138
МЕКСИКА							
1983	сентябрь	15	10 ч. 39 мин.	16.8	93.0	6,5	126
1983	сентябрь	18	10 ч. 47 мин.	17.5	93.7	5,5	157
1983	август	6	02 ч. 27 мин.	16.6	93.9	5,6	100
1979	январь	10	13 ч. 24 мин.	16.2	93.9	5,7	131
1979	июнь	22	06 ч. 31 мин.	17.2	94.6	6,5	100



Общий вид грабена и города Гватемалы, где произошло девятибалльное землетрясение 4 февраля 1976 г.

(15.5 — 18.0° с. ш., 98.4 — 101,5° з. д.), Мичиокан (17.0 — 19.0° с. ш., 101.6 — 103.6° з. д.), Халиско (18.0 — 20.0° с. ш., 103.5 — 105.5° з. д.).

Сейсмичность первых трех подобластей обусловлена поддвигом микроплиты Кокос под Северо-Американскую плиту со скоростью 6,4 мм в год. Сейсмичность подзоны Халиско обусловлена поддвигом микроплиты — блока Риверо — со скоростью нескольких миллиметров в год (*Singh et al.,* 1983).

Главная сейсмофокальная зона прослеживается по очагам мелкофокусных и промежуточных землетрясений до района гор. Мехико и до юго-западных берегов Мексиканского залива. Она имеет сложное строение и очень полого наклонена под континент.

Глубина очагов землетрясений в ней не превышает 250 км на расстоянии 600 км от оси глубоководного желоба. Напомним, что в Центральных Андах при таком удалении от оси желоба глубины очагов возрастают до 600—650 км.

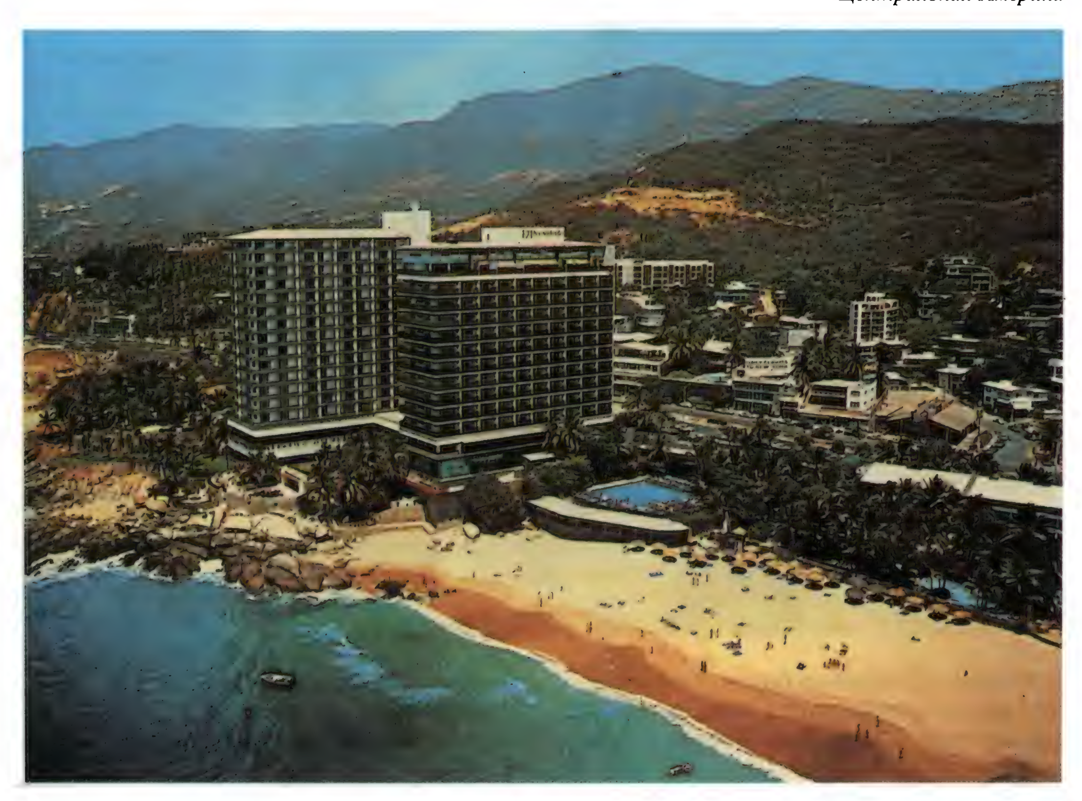
Для Южной Мексики характерны эпицентры мелкофокусных землетрясений, расположенные в океане за глубоководным желобом. Глубина очагов этих землетрясений достигает 20—25 км. Это свидетельствует о сильном дроблении океанической литосферы близ зоны поддвига.

В Южной Мексике систематически происходят разрушительные землетрясения. Примером их служат сейсмические толчки в 1957, 1962, 1985 гг.

З е м л е т р я с е н и е С а н - М а р к о с, 1957 г., 28 июня, 02 ч. 40 мин. Эпицентр близ берега у пос. Сан-Маркос. 16°35′ с. ш., 99°15′ з. д. M=7,9. Сотрясение ощущалось на территории 350 тыс. км^2. Сильные разрушения в ряде городов, в том числе в Мехико. Погибли 68 человек. Убытки 60 млн долл. (*Соловьев, Го,* 1974; *Нишенко, Сингх,* 1987; *Nelson, Ganse,* 1980).

З е м л е т р я с е н и е А к а п у л ь к о, 1962 г., 11 мая, 14 ч. 11 мин. Эпицентр в океане близ курорта Акапулько. 17.2° с. ш., 99.7° з. д. M=7,2. H=40 км. Сила 8 баллов. Разрушены здания. Погибли 4 человека *(Соловьев, Го,* 1974; *Nishenko, Singh,* 1987).

З е м л е т р я с е н и е М е к с и к а н с к о е, 1985 г., 19 сентября, 13 ч. 18 мин. Эпицентр на прибрежной террасе, в 350 км северо-западнее гор. Акапулько. 19.0° с. ш., 102.5° з. д. Землетрясение произошло в штате Мичоакан, в так называемом сейсмическом окне, т. е. в зоне, где с 1911 г. не происходило земле-



Южная Мексика. Зона землетрясений Акапулько. Курорт Акапулько, близ которого 11 мая 1962 г. произошло восьмибалльное землетрясение



Землетрясение Мехико 1985 г. Падение домов в центре города при разжижении грунта в основании домов

трясений с магнитудой около 8. Здесь в 1911 г. 7 июня магнитуда землетрясения составила 7,9. Ширина сейсмического окна по зоне разломов Мичоакан, отделяющих плиту Кокос от Северо-Американской платформы, составляет вдоль берега океана около 100 км. Магнитуда землетрясения 19 сентября была 8,2. H=3 км. Сила 10 баллов. Сильные сотрясения испытали территории семи штатов Мексики и восемнадцатимиллионный Мехико, удаленный на 450 км к северо-востоку от эпицентра. Разрушениям подвергся ряд населенных пунктов.



Разрушения в Мехико после землетрясения 1985 г.

В Мехико разрушено более 500 крупных зданий в центральных и южных районах города (районы Рома, Хуарес, Куатемок, Тлателолько).

За главным толчком последовал ряд афтершоков. Наиболее сильный из них произошел 20 сентября в 01 час 37 мин. Его эпицентр находился в штате Герреро. 18.1° с. ш., 101.6° з. д. M=7,7. H=4 км.

Разрушено 12 747 зданий, в том числе 3 тыс. школ. В центральной части Мехико, на месте засыпанного озера, произошло разжижение грунтов в основании зданий, погружение зданий на 2—3 этажа в грунт с последующим опрокидыванием (здание Нуэво-Леон и др.). Полностью были разрушены 40 небоскребов и телебашня. Произошли большие пожары. Вышли из строя железная дорога и аэропорт. При землетрясении погибло около 7 тыс. человек, ранено 14 268 человек, остались без крова 30 тыс. человек.

Сумма ущерба составила 5 млрд долл. В океане возникло цунами (по сообщениям печати; *Mungufa et al.*, 1986) (см. табл. 157).

Таблица 157

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
В ЖЕЛОБЕ И НА ПОДВОДНОЙ ТЕРРАСЕ							
1917	декабрь	29	—	15.0	97.0	7,7	—
1903	январь	14	—	15.0	98.0	8,2	—
1957	июль	28	02 ч. 40 мин.	16.6	99.2	7,9	—
1970	февраль	4	05 ч. 09 мин.	15.5	99.5	6,6	21
1907	апрель	15	—	17.0	100.0	8,3	—
1978	декабрь	11	02 ч. 08 мин.	17.1	100.1	5,9	—
1909	июль	30	—	17.0	100.5	7,7	—
1911	июнь	7	—	17.5	102.5	7,9	—
1973	январь	22	00 ч. 38 мин.	18.5	105.1	6,4	38
1981	март	9	22 ч. 39 мин.	19.2	104.1	6,5	33
1976	февраль	9	21 ч. 30 мин.	21.6	106.8	6,0	—
1981	июль	1	15 ч. 13 мин.	19.6	107.0	5,8	3

Продолжение таблицы 157

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
НА ПРИБРЕЖНЫХ СКЛОНАХ ГОР							
1978	март	19	01 ч. 39 мин.	17.2	99.7	6,5	—
1900	январь	20	—	20.0	105.0	8,2	—
1976	июнь	7	14 ч. 27 мин.	17.4	100.6	6,8	45
1973	июль	16	18 ч. 13 мин.	17.3	100.7	6,6	44
В БЕРЕГОВЫХ КОРДИЛЬЕРАХ							
1978	ноябрь	29	19 ч. 53 мин.	16.9	96.5	7,8	—
1931	январь	15	—	16.1	96.6	7,9	—
1928	июнь	17	—	16.3	96.7	7,9	—
1980	июль	31	04 ч. 57 мин.	16.2	97.2	5,2	40
1968	август	2	14 ч. 07 мин.	16.6	97.7	7,4	40
1982	июнь	7	06 ч. 52 мин.	16.6	98.1	6,9	03
1982	июнь	7	10 ч. 51 мин.	16.7	98.2	7,1	03
1976	февраль	1	11 ч. 15 мин.	17.8	100.0	6,0	—
1968	июль	2	03 ч. 45 мин.	17.6	100.3	6,3	41
1976	сентябрь	19	20 ч. 58 мин.	17.8	100.8	6,0	—
1979	март	14	11 ч. 07 мин.	18.8	101.1	7,9	29
1981	октябрь	25	03 ч. 22 мин.	18.7	101.9	7,7	62
1986	апрель	30	07 ч. 07 мин.	18.64	102.83	7,1	3
1973	январь	30	—	18.5	102.9	7,8	48
1973	февраль	10	11 ч. 53 мин.	18.8	103.8	6,1	42
В ЗОНЕ ПРОДОЛЬНЫХ ГРАБЕНОВ							
1941	апрель	15	—	18.8	103.0	7,7	—
1968	апрель	26	17 ч. 48 мин.	18.7	103.3	6,0	65
1932	июнь	3	—	19.8	104.0	8,1	—
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1973	август	28	09 ч. 51 мин.	18.3	96.6	6,9	84
1980	октябрь	24	14 ч. 53 мин.	18.6	98.6	7,2	70
1908	март	26	—	18.0	99.0	8,1	80
1964	июль	7	—	18.4	100.4	7,7	100

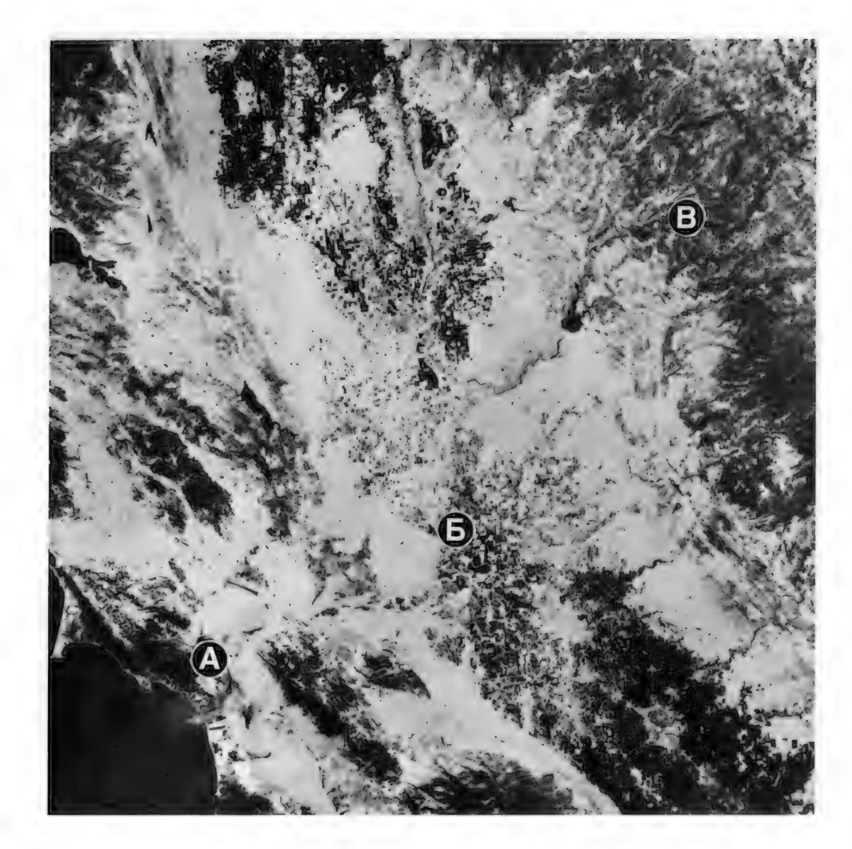
Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЮЖНОЙ ПОЛОВИНЕ ПОГРАНИЧНОЙ ОБЛАСТИ МЕЖДУ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ТИХООКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫМИ ПЛИТАМИ

Современную границу между Северо-Американской и Тихоокеанской литосферными плитами проводят по оси Калифорнийского залива, по долине Импириал-Валли и по разлому Сан-Андреас в Береговых Кордильерах Калифорнии.

Это западная граница грандиозного покрова литосферы, надвинутой с территории Северной Америки на древнюю океаническую плиту Фаральон, существовавшую в конце олигоцена — 25 млн лет назад.

В олигоцене западная континентальная окраина Северной Америки представляла собой аналог современной горной системы Анд. Бывшая литосферная океаническая плита Фаральон интенсивно поддвигалась под Северную Америку по очень пологой сейсмофокальной зоне. Поддвиг происходил на территории нынешних Береговых хребтов, Большой Калифорнийской долины, гор Сьерра-Невада. Поверхность поддвига была почти горизонтальной и располагалась на глубине 15—20 км. Восточнее — на территории Большого Бассейна в штате Невада и в соседних штатах — поверхность поддвига резко углублялась. Там происходил глубокий поддвиг океанической литосферы. В связи со смещением Восточно-Тихоокеанского поднятия под Северо-Американскую плиту поддвиг океанической литосферы под континент на территории Калифорнии прекратился. Он сменился горизонтальным перемещением Тихоокеанской плиты на северо-запад, вдоль системы разломов Сан-Андреас. Таким образом, возникла



США. Большая Калифорнийская долина и зона землетрясений Сан-Андреас в районе Сан-Франциско: А — Береговые хребты и зона разлома Сан-Андреас; Б — Большая Калифорнийская долина; В — хребет Сьерра-Невада. Снимок из космоса

трансформная граница между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами. Поэтому процессы глубинной субдукции и сжатия литосферы на территории Большого Бассейна сменились растяжением литосферы и поднятиями небольших блоков. Это обусловливает сильные мелкофокусные землетрясения в штатах Невада, Юта, Аризона, Калифорния.

Так, например, в южной части Большого Бассейна, вокруг водохранилища плотины Боулдер-Дам на р. Колорадо, происходят частые мелкофокусные землетрясения. Надо, однако, отметить, что есть предположения о возникновении некоторых из этих землетрясений вследствие активизации местных разломов земной коры под воздействием воды, скопившейся перед плотиной.

Современные сдвиговые перемещения глубинных зон Тихоокеанской плиты вызывают сильные деформации в литосферном покрове мощностью 15—20 км. Поэтому в системе разломов Сан-Андреас происходят сильные мелкофокусные землетрясения. Эпицентры их располагаются в местных сейсмических поясах северо-западного простирания. Эти пояса протягиваются вдоль берега Тихого океана в Береговых Кордильерах штата Калифорния, по разломам грабенов долин Импириал-Валли и Большой Калифорнийской, по разломам горста хр. Сьерра-Невада.

Процессы активизации литосферных блоков с интенсивной сейсмичностью разломов происходят и в прибрежной части Тихого океана у гор. Санта-Барбара, у мыса Мендосино и в других местах.

Калифорнийский залив и его северное продолжение — депрессия долины Импириал-Валли представляют собой систему сложных грабенов. Разломы расположены кулисообразно и диагонально к оси залива и простираются в юго-восточном направлении. Всего имеется восемь разломных зон, которые возникли в результате общего сдвига Северо-Американской плиты на юго-восток. С разломами связаны очаги мелкофокусных землетрясений (см. табл. 158).

В очагах землетрясений происходят сдвиговые деформации литосферы. В долине Импириал-Валли землетрясения обусловлены развитием сдвигов в южной части разломной системы Сан-Андреас.

США, Калифорния. Сейсмическая рифтовая долина Импириал-Валли, где 19 мая 1940 г. произошло десятибалльное землетрясение. Снимок из космоса

Трансформная граница плит в системе разломов Сан-Андреас. Система разломов Сан-Андреас развивается с конца мезозоя. За это время смещение Северо-Американской плиты относительно Тихоокеанской достигло 400 км. Это обусловливает сильные землетрясения (см. табл. 159).

Это очень сильные землетрясения. Типичным примером их является сейсмическая катастрофа в 1940 г.

З е м л е т р я с е н и е в д о л и н е И м п и р и а л - В а л л и, 1940 г., 19 мая, 04 ч. 37 мин. Эпицентр в западном крыле системы разломов, в 15 км юго-восточнее гор. Эль-Сентро. 32,7° с. ш., 115.5° з. д. М=7,1. Н=16 км. Сильные разрушения в городах центральной и южной частей долины Импириал-Валли. Разрушения дорог и каналов. Погибли 9 человек. Убытки 6 млн долл. (*Рихтер,* 1963).

З е м л е т р я с е н и е И м п и р и а л - В а л л и, 1979 г., 15 октября, 23 ч. 17 мин. Эпицентр в районе гор. Эль-Сентро. 33.73° с. ш. 115.66° з. д. М=6,8. Н=33 км. 7 баллов. Разломы на поверхности земли. Сильные разрушения зданий. Материальный ущерб 21 млн долл. (*Johnson, Nutton,* 1982).

Таблица 158

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*М*	*Н, км*
КАЛИФОРНИЙСКИЙ ЗАЛИВ							
1969	ноябрь	1	11 ч. 08 мин.	23.1	107.9	7,0	—
1982	май	17	19 ч. 55 мин.	24.2	109.1	5,4	33
1969	август	17	20 ч. 15 мин.	25.0	109.5	7,3	—
1969	август	17	20 ч. 13 мин.	25.3	109.2	6,5	—
1964	июль	6	02 ч. 15 мин.	26.3	110.5	7,0	—
1964	июль	5	19 ч. 08 мин.	26.6	110.2	6,2	—
1971	сентябрь	30	08 ч. 18 мин.	26.8	110.8	6,8	33
1979	март	23	17 ч. 22 мин.	28.4	11.55	5,3	3
1980	август	30	04 ч. 17 мин.	29.5	113.7	5,8	29
1982	февраль	7	19 ч. 18 мин.	29.5	113.1	5,6	3
1966	август	7	17 ч. 36 мин.	31.9	114.4	6,5	—
ДОЛИНА ИМПИРИАЛ-ВАЛЛИ							
1956	февраль	9	14 ч. 33 мин.	31.7	115.9	6,8	—
1934	декабрь	30	13 ч. 52 мин.	32.2	115.5	6,5	—
1942	октябрь	21	16 ч. 22 мин.	33.0	116.0	6,5	—
1918	апрель	21	22 ч. 32 мин.	33.7	117.0	6,8	—
1948	декабрь	4	23 ч. 43 мин.	33.9	116.4	6,5	—



Землетрясение Керн-Каунти. Разрушение туннеля и рельсового пути. Рельс попал под бетонную стену

На широтах 34.0 — 35.0° с. ш. долину Импириал-Валли замыкают поперечные хребты: Сан-Бернардино, Сан-Габриэль, Техаиапи. В них по разломам системы Сан-Андреас происходят землетрясения (см. табл. 160).

Землетрясение в 1952 г. заслуживает более подробного освещения.

Землетрясение Керн-Каунти, 1952 г., 21 июля, 11 ч. 52 мин. Эпицентр на разломе Уайт-Волф вдоль северного подножия хр. Техачапи. 35.0° с. ш., 119.0° з. д. M=7. H=16 км. Сила 8—9 баллов. Сотрясение ощущалось на территории 410 тыс. км^2. Большое количество сильных афтершоков. Обвалы и оползни в горах. Разломы на поверхности земли со сдвиговыми смещениями по ним крупных блоков. Разрушения зданий. Пожары. Погибли 12 человек. Материальный ущерб 150 млн долл. (*Рихтер*, 1963; *Nelson, Ganse*, 1980).

Севернее поперечных хребтов разломная система Сан-Андреас протягивается параллельно долине р. Салинас, вдоль хр. Дъябло к гор. Сан-Франциско. На этом отрезке происходят весьма многочисленные мелкофокусные землетрясения. Реже происходят сейсмические катастрофы с магнитудой более 7—8. Таковы были землетрясения в 1857 и 1906 гг.

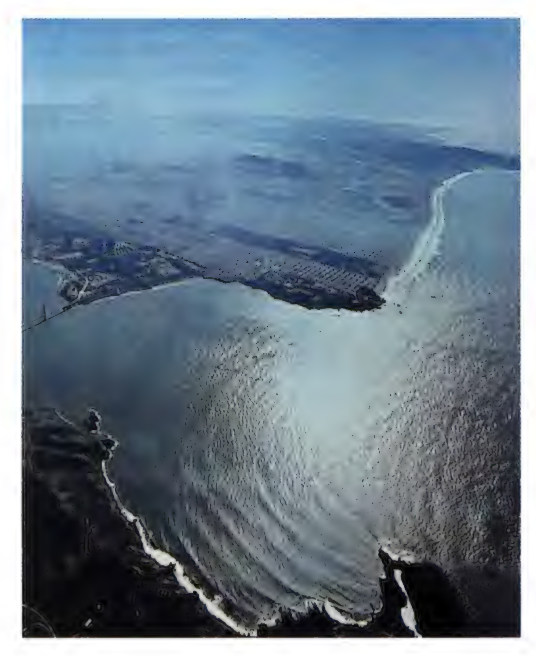
Землетрясение Сан-Андреас, 1857 г., 9 января. Эпицентр на южном отрезке разлома Сан-Андреас, близ ответвления поперечного разлома Гарлок. 35.0° с. ш., 119.0° з. д. M=8,3. Сила 11 баллов. Обвалы в горах. Вспа-

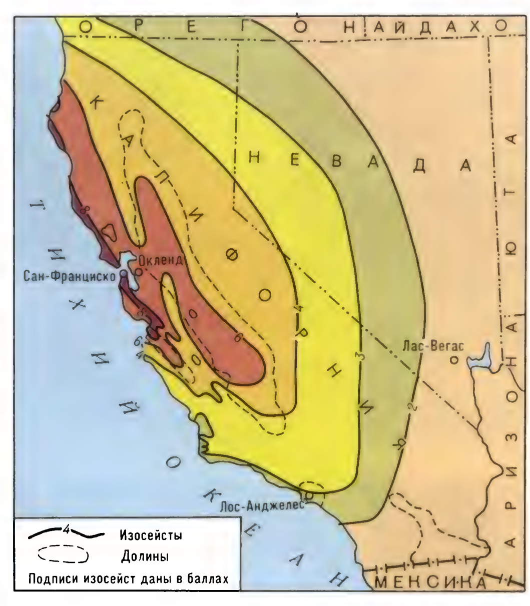
Таблица 159

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1903	январь	24	05 ч. 00 мин.	31.5	115.0	7.0	—
1915	ноябрь	21	00 ч. 13 мин.	32.0	115.0	7,1	—
1934	декабрь	31	18 ч. 46 мин.	32.0	114.7	7,1	—
1940	май	19	04 ч. 37 мин.	32.7	115.5	7,1	—
1969	октябрь	15	23 ч. 17 мин.	33.7	115.7	7,0	33

Таблица 160

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1971	февраль	9	17 ч. 00 мин.	34.4	118.4	6,9	13
1952	июль	21	11 ч. 52 мин.	35.0	119.0	7,7	16
1952	июль	21	12 ч. 05 мин.	35.0	119.0	6,4	—
1952	июль	23	00 ч. 38 мин.	35.4	118.0	6,1	—
1952	июль	29	07 ч. 04 мин.	35.4	118.9	6,1	—





США, Калифорния.
Сейсмический район
города Сан-Франциско

Землетрясение
в Сан-Франциско
1906 г. (по Ч. Рихтеру)



Руины ратуши
в Сан-Франциско
после землетрясения
1906 г.

рывание разлома на поверхности земли на протяжении 400 км. Смещения блоков по разломам (*Рихтер,* 1963; *Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е С а н - Ф р а н ц и с к о, 1906 г., 18 апреля, 13 ч. 12 мин. Эпицентр в 50 км северо-западнее города, в океане, на подводной террасе у мыса Рейс. 38.0° с. ш., 123.0° з. д. M=8,3. Сила 9—10 баллов. Площадь сотрясений 500 тыс. км^2. Обвалы и оползни в горах. Сильнейшие разрушения в гор. Сан-Франциско и в его окрестностях. Пожары. Разрушено 28 188 зданий. Погибли 700 человек. Разрушения дорог. Сбрасывание поездов с рельсов.



Землетрясение в Сан-Франциско 1906 г. Разрушения в центре города



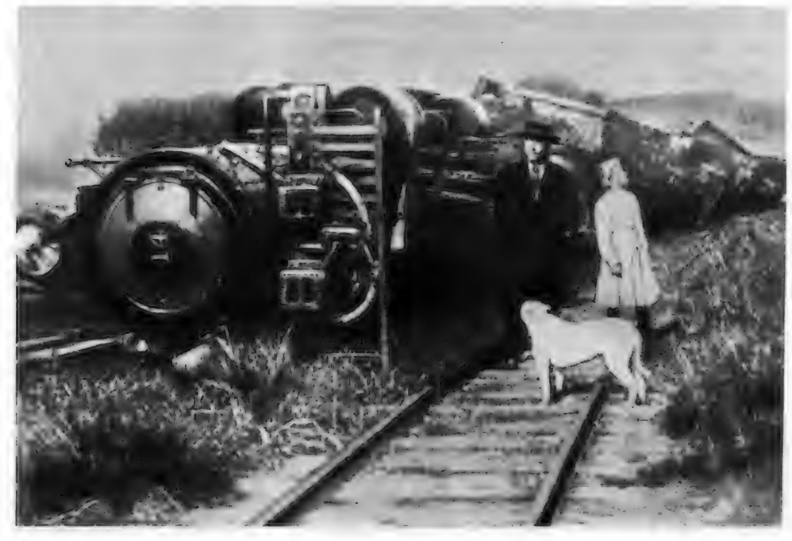
Улица в Сан-Франциско после землетрясения 1906 г.

Убытки 333 млн долл. (*Роте,* 1934; *Рихтер,* 1963; *Робертс,* 1966; *Руссо,* 1966; *Thomas, Morgan-Witts,* 1971).

Землетрясение Лома-Приета, 1989 г., 18 октября, 00 ч. 04 мин. (местное время 17 октября, 17 ч. 04 мин.). Эпицентр у пос. Холлистер, на разломе Сан-Андреас в долине р. Сан-Бенито, у северного подножия хр. Габилан в Береговых хребтах Калифорнии (гора Лома-Приета). 37. 25° с. ш., 121.75° з. д. М=7,2. Н=18 км. Сила 8 баллов. В очаге произошел правосторонний сдвиг с перемещением юго-западного блока в северо-западном направлении. Землетрясение ощущалось на большой территории штатов Калифорния и Невада. Несколько тысяч афтершоков с магнитудой до 4,5—5,0. Сильные разрушения зданий старой постройки, мостов, дорог. Разрушения в гор. Окленде двухъярусного путепровода на протяжении полутора километров. Верхний ярус его рухнул и похоронил десятки автомашин. Особенно сильно пострадал приморский северный пригород Сан-Франциско — Марина, построенный на засыпанной мелководной лагуне. Этим землетрясение Лома-Приета 1989 г. сходно с землетрясением Мехико 1985 г., где был сильно разрушен центральный район города, возведенный на месте засыпанного озера. Хорошую сейсмостойкость имели в Сан-Франциско высотные зда-



Разрушение мостовой в Сан-Франциско после землетрясения 1906 г.



Землетрясение Сан-Франциско 1906 г. Железнодорожный состав, сброшенный с рельсов при землетрясении

ния с основаниями, амортизированными пружинными и резиновыми антисейсмическими поясами. Однако и в этих зданиях произошли разрушения внутренних перегородок.

В местности близ эпицентра было разрушено более 60% всех зданий старой постройки (111 800 домов). Погибли 70 человек. Ранены более 3 тыс. человек. Лишились крова 13 892 человека. Ущерб около 10 млрд долл. (сообщения печати; Оперативный сейсмологический каталог ОМЭ ИФЗ АН СССР за октябрь 1989 г.; *Garwin,* 1989; *Lion-Caen et al.,* 1990; *Штейнберг,* 1990).

З е м л е т р я с е н и е Л о с-А н д ж е л е с с к о е, 1987 г., 1 октября, 14 ч. 42 мин. Эпицентр на разломной зоне Ньюпорт в районе гор. Лос-Анджелес. 34.25° с. ш., 118.41° з. д. M=6,1. H=19

км. Многочисленные афтершоки. Массовое разрушение зданий. Хотя землетрясение было мелкофокусным, оно ощущалось на большой территории — в соседних с Калифорнией штатах (например, в гор. Лас-Вегас, в 480 км от гор. Лос-Анджелес) (*Weber,* 1987; *Cotton, Adler,* 1988; ***Hauksson et al.***, 1988).

Землетрясение Морган-Хилл, 1984 г., 24 апреля. Эпицентр на разломе Калаверас восточнее г. Сан-Хосе. 37.3° с. ш., 121.7° з. д. M=6,2. Сила 7 баллов. Разломы на местности длиной до 45 км. Многочисленные афтершоки. Сильные разрушения зданий. Ущерб 7,5 млн долл. (*Bakun et al.*, 1984; *Toppozada Tousson,* 1984).

Северо-западное подводное продолжение разломов Сан-Андреас. В районе мыса Мендосино (40.5° с. ш.) система разломов Сан-Андреас пересекается трансформным разломом Мендосино. Некоторые исследователи полагают, что далее на северо-запад разломы системы Сан-Андреас не продолжаются. Однако на подводной террасе прослеживается зона эпицентров мелкофокусных землетрясений, протягивающаяся на северо-запад на сотню километров (см. табл. 161). Здесь располагается обособленная подвижная океаническая микроплита Горда, ограниченная разломами. По-видимому, разлом Сан-Андреас продолжается подводным уступом Горда (*Crosson,* 1976; *Kilbourne, Saucedo,* 1981; *Jachens, Griscom,* 1983).

Как видно из приведенных данных, землетрясения эти мелкофокусные, преимущественно слабые. Однако изредка происходят и сильные толчки. Некоторые исследователи связывают их с поддвигом местного блока микроплиты Горда под северную часть Калифорнии, так как иногда слабые землетрясения происходят здесь на глубинах до 80 км. Сегмент плиты Горда, погружающийся под Калифорнию, имеет длину по фронту около 250 км. Поверхность поддвига наклонена на северо-восток (азимут 60°) под углом 25° (*Walter,* 1986).

Береговые хребты Калифорнии западнее разломов Сан-Андреас. Вдоль берега океана, параллельно разломам Сан-Андреас, протягиваются разломы Инглвуд, Эльсинор, Агуа-Кальенте, Сан-Джасинта и др. Сейсмичность их в этом регионе распределена неравномерно. Иногда происходят разрушительные землетрясения. Таковы были землетрясения в 1920, 1925, 1933, 1971 гг.

Землетрясение Санта-Барбара, 1925 г., 29 июня, 14 ч. 42 мин. Эпицентр на дне океана близ гор. Санта-Барбара. 34.3° с. ш., 119.8° з. д. M=6,3. Сила 10 баллов. Площадь сотрясения 600 км^2. Сильные разрушения зданий в гор. Санта-Барбара. Погибли 13

Таблица 161

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1915	май	6	12 ч. 09 мин.	39.5	126.5	6,7	—
1954	ноябрь	25	11 ч. 16 мин.	40.5	126.0	6,5	—
1981	июль	17	16 ч. 37 мин.	40.0	124.2	5,2	33
1923	январь	22	09 ч. 04 мин.	40.5	124.5	7,3	—
1983	август	24	13 ч. 36 мин.	40.6	124.8	6,2	3
1980	март	3	14 ч. 17 мин.	40.7	125.1	5,4	3
1983	май	18	00 ч. 49 мин.	40.8	127.8	5,2	3
1983	май	29	06 ч. 55 мин.	40.8	126.0	5,1	3
1982	январь	13	12 ч. 26 мин.	40.9	125.4	—	3
1915	декабрь	31	12 ч. 20 мин.	41.0	126.0	6,5	—
1918	июль	15	00 ч. 23 мин.	41.0	125.0	6,5	—
1922	январь	31	13 ч. 17 мин.	41.0	125.5	7,6	—
1954	декабрь	21	19 ч. 56 мин.	41.0	124.0	6,6	—
1980	ноябрь	8	10 ч. 27 мин.	41.8	124.6	7,5	5
1980	ноябрь	9	04 ч. 09 мин.	41.1	125.6	5,2	33
1976	ноябрь	26	11 ч. 19 мин.	41.2	125.7	6,3	15
1934	июль	6	22 ч. 49 мин.	41.2	125.7	6,5	—
1910	август	5	01 ч. 31 мин.	42.0	127.0	6,8	—
1984	декабрь	20	10 ч. 41 мин.	41.3	125.2	5,9	3
1983	май	18	01 ч. 20 мин.	41.4	127.6	4,8	33



Механизм очагов землетрясений южной части микроплиты Хуан-де-Фука и литосферного блока Горда (по E. A. Silwer)

человек. Убытки 47 млн долл. (*Болт,* 1981; *Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е   Л о н г-Б и ч, 1933 г., 11 марта, 01 ч. 54 мин. Эпицентр у разлома Инглвуд в океане близ берега, в 50 км юго-восточнее Лос-Анджелеса. 33.6° с. ш., 118.0° з. д. M=6,3. H=16 км. Сила 9 баллов. Область сильных разрушений площадью 1000 км². Сильные разрушения зданий в Лос-Анджелесе. Большое количество афтершоков. Погибли 120 человек. Убытки 266 млн долл. (*Рихтер,* 1963; *Соловьев, Го,* 1974).

З е м л е т р я с е н и е   С а н-Ф е р н а н д о, 1971 г., 9 февраля, 14 ч. 00 мин. Эпицентр на северной окраине Лос-Анджелеса, 34.4° с. ш., 118.4° з. д. M=6,9. Сила 10—11 баллов. H=13 км. Сильные разрушения зданий в городах. Ущерб около 1 млрд долл. Погибли 58 человек. Ранено 2400 человек (*Болт,* 1981).

Большая Калифорнийская долина и хребет Сьерра-Невада. Вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки протягивается прерывистый пояс больших грабенов: Импириал-Валли, Большая Калифорнийская долина, прогиб Пьюджет. С восточной стороны они ограничены горстовыми хребтами. Наиболее крупным из них на юге является



США, Калифорния. Разлом Сан-Андреас — трансформная граница между Северо-Американской (левая часть снимка) и Тихоокеанской литосферными плитами. Вид с самолета в направлении на юг

хр. Сьерра-Невада. И грабены, и горсты представляют собой структуры неглубокого заложения в пределах литосферного покрова, надвинутого на древнюю океаническую плиту Фаральон. Мощность этого покрова 15—25 км. С разломами в нем связаны сильные мелкофокусные землетрясения.

Землетрясения Большой Калифорнийской долины приурочены к прибортовым зонам ее грабена (см. табл. 162).

Хр. Сьерра-Невада представляет собой блок древних гранитоидных пород в литосферном покрове западной окраины Северной Америки, перемещенный с востока. Под хребтом, на глубине 50—60 км, прослеживается горизонтальная поверхность срыва континентальной литосферы, под которой находится океаническая литосфера. Блок Сьерра-Невады осложнен разломами типа надвигов литосферы с востока на запад. С ними связаны очаги землетрясений (см. табл. 163).

Для очагов землетрясений характерны



Зона землетрясений хребта Сьерра-Невада (Калифорния)

надвигово-сдвиговые деформации литосферы, что согласовывается с общей тенденцией перемещения всего литосферного покрова с востока на запад.

Большой Бассейн. Восточнее хр. Сьерра-Невада, на территории штатов Невада, Юта, Аризона и Колорадо, расположена большая бессточная область хребтов и впадин, известная под названием Большого Бассейна. С разломами

Таблица 162

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНАЯ ПРИБОРТОВАЯ ЗОНА							
1983	май	2	23 ч. 43 мин.	36.0	120.5	6,8	33
1982	октябрь	25	22 ч. 26 мин.	36.1	120.8	5,5	33
1983	июнь	11	03 ч. 10 мин.	36.3	120.7	5,3	3
1983	май	3	00 ч. 58 мин.	36.4	120.5	5,3	30
1983	июль	22	02 ч. 40 мин.	36.4	120.7	6,4	33
1983	июль	22	03 ч. 43 мин.	36.5	120.6	5,4	33
1983	июль	25	22 ч. 32 мин.	36.6	120.6	5,7	33
ВОСТОЧНАЯ ПРИБОРТОВАЯ ЗОНА							
1981	сентябрь	4	15 ч. 51 мин.	35.8	119.4	6,0	3
1983	сентябрь	9	09 ч. 16 мин.	37.1	120.4	5,3	33
1983	май	9	02 ч. 49 мин.	37.2	120.2	5,3	33
1980	май	25	16 ч. 34 мин.	37.7	119.0	6,3	3

Таблица 163

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ХРЕБТА							
1980	август	1	16 ч. 39 мин.	37.0	119.3	5,3	33
ОСЕВАЯ ЗОНА ХРЕБТА							
1981	сентябрь	30	11 ч. 53 мин.	37.2	119.2	6,1	3
1980	ноябрь	28	18 ч. 21 мин.	39.7	120.4	5,1	33
ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ХРЕБТА							
1934	январь	30	20 ч. 16 мин.	38.0	118.5	6,5	—

Южная часть Большого Бассейна. Плотина Боулдер-Дам на реке Колорадо

— деформациями литосферного покрова Большого Бассейна связаны очаги многочисленных мелкофокусных землетрясений. Эпицентры их сосредоточены двумя широкими поясами на восточной и западной краевых зонах Большого Бассейна. Главной сейсмической зоной является западная. Она охватывает западную половину штата Невада и смежные с ней районы штата Калифорния.

В западной сейсмической зоне Большого Бассейна систематически происходят катастрофические землетрясения (см. табл. 164).

Землетрясение Оуэнс-Валли, 1872 г., 26 марта, 02 ч. 30 мин. Эпицентр в меридиональной разломной зоне долины Оуэнс у восточного подножия Сьерра-Невады. 36.5° с. ш., 117.7° з. д. M=8,0. Сила 11 баллов. Обвалы и оползни в горах. Разрывы на поверхности земли до 110 км длиной по западному борту долины Оуэнс. Разрушены здания. Погибли 27 человек. Ранены 300 человек. (*Рихтер,* 1963; *Гир, Шах,* 1988).

Землетрясение Плезант-Валли, 1915 г., 3 октября, 06 ч. 53 мин. Эпицентр в долине Плезант-Валли близ гор. Кеннеди. 40.5° с. ш., 117.5° з. д. M=7,6. Сила 10 баллов. Разрушения шахт и зданий. На восточном борту долины возникли меридиональные разломы длиной 60 км. Появилось много источников, в том числе горячие. Землетрясение ощущалось в 600 км от эпицентра — на берегу океана (*Рихтер,* 1963).

Землетрясение Сидар, 1932 г., 21 декабря, 06 ч. 10 мин. Эпицентр в районе г. Сидар. 38.7° с. ш., 118.0° з. д. M=7,3. Сила 10 баллов. Землетрясение ощущалось на территории всей Невады и в соседних штатах. Разрывы на местности длиной 60 км. Разрушения шахт и домов. Сильные афтершоки вызвали дополнительные разрушения построек. Ущерб 41 млн долл. (*Рихтер,* 1963; *Болт,* 1981).

Землетрясение Экселсиор, 1934 г., 30 января, 20 ч. 16 мин. Эпицентр в горах Экселсиор. 38.0° с. ш., 118.5° з. д. M=6,5. Сила 8 баллов. Оползни и обвалы в горах (*Рихтер,* 1963).

Землетрясение Стиллуотер — Дикси, 1954 г., 16 декабря, 11 ч. 07 мин. Эпицентр в западной части штата Невада, в долине Дикси, к востоку от хр. Стиллуотер. 39.3° с. ш., 118.1° з. д. M=7,1. Сила 10 баллов. Землетря-

Таблица 164

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1983	январь	7	03 ч. 24 мин.	38.2	119.4	5,4	3
1983	январь	7	01 ч. 38 мин.	38.6	119.1	5,4	3
1932	декабрь	21	06 ч. 10 мин.	38.8	118.0	7,3	—
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ СТИЛЛУОТЕР В НЕВАДЕ							
1954	июль	6	11 ч. 13 мин.	39.5	118.5	6,6	—
1954	август	24	05 ч. 52 мин.	39.5	118.5	6,8	—
1954	декабрь	16	11 ч. 07 мин.	39.3	118.1	7,1	—
1954	декабрь	16	11 ч. 11 мин.	39.5	118.3	6,8	—

сение ощущалось на территории 520 тыс. км^2. Сильные форшоки. Обвалы в горах. Разломы на местах. При форшоке 6 июля (М=6,6, сила 9 баллов) сотрясения ощущались на территории 58 тыс. км^2 (*Cloud,* 1956).

Глава 4

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕВЕРНОЙ ПОЛОВИНЕ ПОГРАНИЧНОЙ ОБЛАСТИ МЕЖДУ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ И ТИХООКЕАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫМИ ПЛИТАМИ

Северная половина пограничной области между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами существенно отличается от южной. В ней отсутствуют огромные литосферные покровы, надвинутые с востока, как в Неваде и Калифорнии. Северной границей этих покровов можно считать поперечный к Кордильерам грабен-прогиб долины р. Снейк (*Трифонов,* 1983). Севернее этого грабена-прогиба наблюдается смещение на запад продольных тектонических зон в Кордильерах. Так, новейшие глыбовые структуры Береговых хребтов Калифорнии как бы продолжаются структурами о-вов Ванкувер, Королевы Шарлотты. Грабены долины Уилламетт и залива Пьюджет продолжаются на северо-запад грабенами проливов, отделяющих упомянутые острова от континента.

В районе о. Ванкувер находится сложное сочленение Северо-Американской литосферной плиты с океаническими микроплитами Хуан-де-Фука и Эксплорер, которые разделены разломом Ноотка. Эти структуры сейсмичны. Происходит интенсивное поддвигание этих микроплит по разлому Королевы Шарлотты под Северо-Американскую плиту под углом от 10° близ берега Америки до 20° в 200 км восточнее него. Все это обусловливает интенсивную сейсмичность верхних слоев литосферы. Гипоцентры землетрясений расположены на глубинах от 30 до 50 км под рифтами (*Nyland,* 1986; *Weaver, Baker,* 1988).

Трансформная граница плит в океане у побережья штатов Орегон и Вашингтон. В Тихом океане, севернее разлома Мендосино, у берегов Северной Америки находится микроплита Хуан-де-Фука. Она ограничена разломами подводных хребтов Горда и Хуан-де-Фука. Севернее расположена микроплита Эксплорер. С ними связаны пояса мелкофокусных землетрясений. Далее на север они продолжаются поясом эпицентров землетрясений по сдвиговой зоне северо-западнее о-вов Ванкувер, западнее о-вов Королевы Шарлотты, а еще севернее — поясом у архипелага Александра (см. табл. 165).

Иногда в этих сейсмических поясах происходят катастрофические землетрясения. Так, западнее о-ва Ванкувер (49.8° с. ш., 126.5° з. д.) в 1918 г. произошло землетрясение с М=7,0. Западнее о-вов Королевы Шарлотты (53.8° с. ш., 133.3° з. д.) 21 августа 1949 г. в 20 ч. 03 мин. произошло землетрясение с М=8,1. Оно охватило побережье от гор. Портленд до Аляски на протяжении 2 тыс. км и принесло большой материальный ущерб (*Рихтер,* 1963).

Очень сильным (М=7,4) было землетрясение 24 июня 1970 г. (см. табл.). Таким же было землетрясение 5 июля 1972 г. (*Rogers,* 1976). Все это свидетельствует о сильных деформациях литосферы на трансформной границе плит (*Miln, Rogers,* 1978).

Межгорные грабены-прогибы территории штатов Вашингтон и Орегон. Вдоль берегов в штатах Орегон, Вашингтон (США), в штате Британская Колумбия (Канада) протягивается пояс грабенов. Наиболее четко обособлен грабен долины Уилламетт — залива Пьюджет — пролива Джорджия (у гор. Ванкувер). С его разломами связаны мелкофокусные землетрясения. Их очаги имеют глубины большие, чем глубины очагов на трансформной границе в океане. Землетрясения в грабенах преимущественно слабые (см. табл. 166).

Механизм очагов землетрясений в грабенах показывает сильное растяжение литосферы, сочетающееся со сдвигами. Таким образом, в грабенах происходит как бы амортизация региональных напряжений литосферы, возникающих на трансформной границе плит в океане.

Этот процесс обусловливает сильные землетрясения. Таково было событие 13

апреля 1949 г. в грабене Пьюджет-Саунд с М=7,3 и силой 8 баллов. Предполагают, что оно было связано с выгибанием погруженной под грабен микроплиты Хуан-де-Фука на глубине около 60 км. Аналогичным было землетрясение 29 апреля 1965 г. 47.4° с. ш., 122.3° з. д. М=6,5, сила 8 баллов. Убытки 47 млн долл. (*Weaver, Baker,* 1988; *Steinbrugge, Cloud,* 1986).

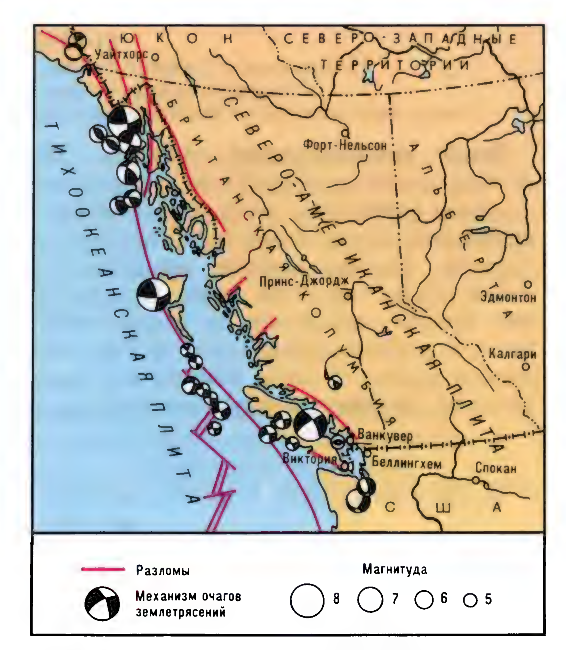
Зоны землетрясений Аляски. На Аляске развиты дугообразно изогнутые на север глубинные разломы. Наиболее крупными из них являются Тининтина и Денали. Разлом Денали представляет собой правосторонний сдвиг. Его западное крыло смещается на северо-запад вслед за региональным сдвигом Тихоокеанской плиты. В этом отношении аляскинские глубинные разломы сходны с

Таблица 165

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНЕЕ О. ВАНКУВЕР							
1980	апрель	11	04 ч. 07 мин.	48.34	130.96	4,8	3
1980	апрель	10	11 ч. 06 мин.	48.73	129.07	4,7	3
1976	декабрь	20	20 ч. 33 мин.	49.00	129.00	6,8	15
1980	декабрь	17	16 ч. 22 мин.	49.27	129.86	6,7	3
1978	июнь	11	14 ч. 56 мин.	49.30	129.80	6,2	—
1980	май	16	22 ч. 34 мин.	5.20	128.34	5,2	3
1979	март	14	14 ч. 36 мин.	50.26	130.20	5,3	42
1979	март	13	20 ч. 50 мин.	50.45	130.41	5,1	3
1979	март	13	15 ч. 03 мин.	50.50	130.25	5,2	33
1980	апрель	11	01 ч. 45 мин.	50.03	127.81	5,5	3
ЗАПАДНЕЕ О-ВОВ КОРОЛЕВЫ ШАРЛОТТЫ							
1971	март	13	23 ч. 51 мин.	50.60	129.90	6,2	—
1983	февраль	27	20 ч. 40 мин.	51.16	130.69	5,1	33
1980	октябрь	2	03 ч. 43 мин.	51.26	130.59	5,6	33
1979	март	13	13 ч. 37 мин.	51.77	130.56	5,1	33
1970	июнь	24	13 ч. 09 мин.	51.80	131.00	7,4	12
1982	июнь	6	00 ч. 52 мин.	51.90	130.58	5,2	33
1982	май	15	18 ч. 49 мин.	51.97	130.65	5,8	33
1976	февраль	23	15 ч. 14 мин.	52.00	131.00	6,3	—
1979	март	13	22 ч. 39 мин.	52.06	130.46	5,2	—
1978	июль	11	02 ч. 55 мин.	53.10	132.40	6,2	—
1983	апрель	6	09 ч. 22 мин.	54.58	133.78	5,5	3

Таблица 166

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° з. д.*	*M*	*H, км*
ГРАБЕН ДОЛИНЫ УИЛЛАМЕТТ							
1980	апрель	19	22 ч. 29 мин.	46.06	124.18	5,3	35
1980	май	4	11 ч. 58 мин.	46.27	122.66	5,0	33
1980	май	2	13 ч. 03 мин.	46.51	122.40	4,8	33
1980	апрель	11	23 ч. 52 мин.	46.59	122.53	4,8	33
1980	май	6	17 ч. 05 мин.	46.63	121.33	5,0	33
1980	апрель	16	15 ч. 22 мин.	46.79	122.58	5,2	33
ГРАБЕН ЗАЛИВА ПЬЮДЖЕТ							
1981	февраль	14	06 ч. 09 мин.	47.06	121.95	5,2	3
1980	апрель	15	17 ч. 55 мин.	47.23	121.80	5,1	33
1981	май	28	09 ч. 11 мин.	47.30	121.57	5,0	33
1980	май	18	15 ч. 32 мин.	47.30	122.49	5,2	33
1980	апрель	29	04 ч. 25 мин.	47.30	122.16	4,9	33
1980	апрель	24	17 ч. 34 мин.	47.74	123.05	5,1	30
1980	апрель	7	15 ч. 06 мин.	47.66	123.00	5,0	33
1980	апрель	1	04 ч. 25 мин.	47.40	122.83	5,0	33



Механизм очагов землетрясений на западе Канады (по A. Miln et al.)

разломом Сан-Андреас в Калифорнии.

Горстово-складчатые хребты Аляски испытывают трансаляскинское воздымание на вершине дуги, которую они описывают на меридиане 148° з. д. К этому воздыманию приурочены землетрясения Центральной Аляски. На флангах этого поднятия землетрясения менее сильные.

Пояс эпицентров землетрясений на Юго-Восточной Аляске продолжает сейсмические пояса, расположенные южнее (см. выше). Землетрясения Юго-Восточной Аляски связаны с разломами блоковых береговых гор Св. Ильи. Интенсивное дробление хребтов разломами обусловливает наличие глубоких заливов и фьордов, протянувшихся по разломам. Наиболее крупными из таких заливов являются (с юга на север): пролив Кросс и бухта Драй-Бей, залив Якутат и бухта Айси-Бей. К их районам приурочены сильные землетрясения. Обычно же землетрясения имеют небольшие магнитуды (см. табл. 167).

По разломам Юго-Восточной Аляски систематически происходят катастрофические землетрясения. Примером служат землетрясения в 1899 и 1958 гг.

З е м л е т р я с е н и е   К е й п-Я к а т а г а, 1899 г., 4 сентября, 15 ч. 03 мин. Эпицентр на берегу у залива Якутат. 60.0° с. ш., 142.0° з. д. M=8,3. Сила 11 баллов. Большие обвалы в горах на протяжении 200 км. Сотрясения охватили территорию, вытянутую вдоль берега Тихого океана на 1 тыс. км. Поднятие берегов (*Соловьев, Го,* 1974; *Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е   Я к у т а т, 1899 г., 10 сентября. Эпицентр на берегу, на разломе вдоль гор Св. Ильи. 60.0° с. ш., 140° з. д. M=8,3 — 8,6. Сила 11 баллов. Большие обвалы в горах. Разрушения ледников в горах и прорывы воды из озер. Разломы на поверхности земли. Поднятия и опускания больших участков берега на 14 м. Цунами (*Tarr, Martin,* 1912; *Рихтер,* 1963; *Соловьев, Го,* 1974).

З е м л е т р я с е н и е   В о с т о ч н о а л я с к и н с к о е, 1958 г., 10 июля, 06 ч. 56 мин. Эпицентр на северном берегу пролива Кросс у залива Пальма. 58.6° с. ш., 137.1° з. д. M=7,9. Сила 11 баллов. Большие обвалы в горах. Гибель людей. Необыкновенные последствия этого землетрясения разыгрались в бухте Литуя, в 400 км на северо-запад от эпицентра. Там, в вершине затопленной океаном ледниковой долины длиной 11 км и шириной 3 км, произошли обвалы породы и льда объемом 300 млн м^3. Вследствие этого вода из бухты выплеснулась на противоположный берег и смыла лес со склонов высотой до 520 м над ур. м. Площадь уничтоженных лесов 14 км^2, а общая площадь, залитая водой, 17 км^2 (*Miller,* 1960; *Tocher,* 1960; *Соловьев, Го,* 1974).

З е м л е т р я с е н и е   С и т к а (Н о в о-А р х а н г е л ь с к), 1972 г., 30 июля, 12 ч. 45 мин. Эпицентр в Тихом

Таблица 167

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1983	март	30	18 ч. 00 мин.	61.62	140.34	5,8	33
1979	март	2	09 ч. 35 мин.	60.80	141.02	5,6	45
1982	май	2	15 ч. 36 мин.	60.33	141.48	5,9	38
1983	июнь	28	03 ч. 25 мин.	60.53	141.60	6,4	33
1979	февраль	28	21 ч. 27 мин.	60.78	141.84	7,1	49

океане на подводной отмели о. Баранова близ гор. Ситка. 56.8° с. ш., 135.7° з. д. M=7,6. H=35 км. Сила 6 баллов. Сдвиговые деформации литосферы в очаге. Землетрясение ощущалось на территории 50 тыс. км². Разрушения построек. Слабое цунами (*Соловьев*, 1986; *Schell, Ruff*, 1989).

На Юго-Восточной Аляске сильные землетрясения происходят и по разломам океанического дна. Подводные каньоны развились по разломам по направлению к континентальному склону. Таким образом, землетрясения приурочены к узлам пересечения разломов на континентальном склоне (см. табл. 168).

В Центральной Аляске геодинамические условия изменяются в связи с постепенным переходом структур к островодужному их типу в западной части Аляскинской горной дуги. Здесь сказывается влияние островодужного поддвига литосферы в Алеутской островной дуге. Так, по мере удаления на север от берега Аляскинского залива глубины очагов землетрясений увеличиваются до 120—150 км. Поэтому на Центральной Аляске происходят и мелкофокусные, и промежуточные землетрясения (см. табл. 169).

Таблица 168

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
ПРОТИВ КАНЬОНА ПРОЛИВА КРОСС							
1973	июль	1	13 ч. 34 мин.	57.8	137.3	7,2	33
1973	июль	3	16 ч. 59 мин.	58.0	138.0	6,5	33
ПРОТИВ КАНЬОНА БУХТЫ АЙСИ-БЕЙ							
1970	апрель	11	04 ч. 06 мин.	59.7	142.7	6,2	7
1970	апрель	19	01 ч. 16 мин.	59.6	142.8	6,1	20
ПРОТИВ КАНЬОНА У МЫСА СОКЛИНГ							
1970	февраль	24	08 ч. 06 мин.	59.6	143.9	6,1	—
1970	апрель	16	05 ч. 33 мин.	59.9	142.8	7,0	—

Таблица 169

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
ЮЖНАЯ АЛЯСКА							
1983	сентябрь	7	19 ч. 22 мин.	61.11	147.79	6,7	33
1983	июль	12	15 ч. 10 мин.	61.15	147.61	6,8	37
1980	апрель	6	14 ч. 48 мин.	61.22	147.94	5,3	33
1983	январь	1	11 ч. 18 мин.	61.52	147.20	5,5	35
1981	сентябрь	26	17 ч. 43 мин.	61.60	148.50	5,0	33
ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЛЯСКА							
1981	август	28	09 ч. 04 мин.	62.42	150.83	5,6	49
1981	май	5	21 ч. 28 мин.	62.50	150.20	4,8	57
1981	февраль	17	02 ч. 41 мин.	63.54	151.11	5,2	29
1984	март	14	20 ч. 33 мин.	62.55	149.97	5,1	33
1982	февраль	24	12 ч. 18 мин.	63.09	148.38	6,8	76
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
ЮЖНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЛЯСКА							
1978	август	18	18 ч. 53 мин.	59.90	153.60	5,9	120
1983	октябрь	6	11 ч. 10 мин.	62.54	151.20	6,0	100
1980	апрель	3	03 ч. 47 мин.	63.44	150.06	5,0	120



Раздел четвертый

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ИНДОНЕЗИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО КОЛЛИЗИОННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЯСА

Между Евразийской плитой на севере и Индостанской, Аравийской и Африканской плитами на юге протягивается глобальный Индонезийско-Средиземноморский пояс складчато-глыбовых гор, межгорных впадин, а на западе — и средиземных морей. Этот пояс длиной 12 тыс. км и шириной от 500 до 1500 км состоит из Северной и Южной складчато-глыбовых ветвей, разделенных срединными массивами разного возраста. Северная ветвь образована Юньнань-Малайскими горами, горными системами Тибета, Каракорума, Памира, Гиндукуша, хребтами Аладаг, Эльбурс, Малого Кавказа, Понтийскими горами (Понтидами), системами Балканского п-ова, Карпат, Альп. Несколько обособленную систему составляют горы Копетдага, Большого Кавказа и Крыма.

В Южную ветвь Индонезийско-Средиземноморского пояса входят: Индо-Бирманские горные цепи, Гималаи, Сулеймановы горы, Загрос, Тавриды, Эллиниды, Динариды, Апеннины, Тель-Атлас, Эр-Риф.

В продольном направлении Индонезийско-Средиземноморский коллизионный сейсмический пояс подразделяется на большое количество различных по тектонике отрезков. Границы между ними проводятся в значительной мере условно. Поэтому целесообразно подразделить сейсмические пояса по сферам влияния гондванских плит, поддвигающихся под Евразию с юга.

В сферу влияния Индостанской плиты попадают: бирманские хребты, Гималаи, Тибет, Каракорум, Памир, Гиндукуш, Сулеймановы горы.

Сфера воздействия Аравийской плиты охватывает территории Ирана, Малого Кавказа и Малой Азии. С некоторыми допущениями сюда можно присоединить и автономную горную ветвь Копетдага — Большого Кавказа — Крыма.

Область взаимодействия Африканской и Европейской плит охватывает: Средиземное море, Балканский п-ов, Динариды, Карпаты, Альпы, Апеннины, Атлас, Эр-Риф, Пиренеи.

Согласно этим сферам влияния литосферных плит, подразделяются и сейсмические пояса.

←

Индонезийско-Гималайско-Средиземноморский пояс и Индостанская литосферная плита

Часть первая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СФЕРЕ ВЛИЯНИЯ ИНДОСТАНСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ

Средняя скорость сближения Индостанской и Азиатской литосферных плит в регионе Гималаев достигает 5 см в год. Это большая скорость. Этим объясняется далеко распространяющееся воздействие Индостанской плиты на север от Гималаев и на юго-восток от них — в область бирманских хребтов и впадин. Это воздействие сказывается и к западу от Гималаев — в Каракоруме, Гиндукуше, Сулеймановых горах.

В самом общем виде воздействие Индостанской плиты сводится к выдавливанию крупных литосферных блоков на юго-восток и юго-запад от Гималаев. Особенно сильное воздействие оказывают выступы Индостанской плиты — Шиллонгский на северо-востоке и Джеламский на северо-западе. Воздействие последнего распространяется до Памира (*Khattri, Tyagi,* 1983; *Molnar, Denq,* 1984; *James, Muawia,* 1984).

Глава 1

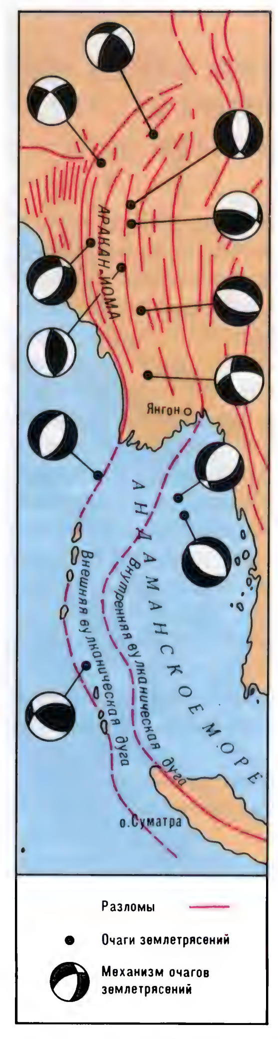
ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮЖНЫХ ИНДО-БИРМАНСКИХ ГОР И ВПАДИН

Южные Индо-Бирманские горы образуют выпуклую на запад дугу длиной 1500 км и шириной до 150 км. Это горы Ракхайн, или Аракан на юге, горы Лушай, Лета и Паткай на севере. С западной стороны эта горная дуга сопровождается передовым Предараканским прогибом. Он заполнен толщей неогеновых отложений. С восточной стороны горная дуга граничит с Бирманской депрессией, в которой расположены

долины нижнего и среднего течения р. Иравади и ее притока Чиндуин. Бирманская депрессия заполнена толщей новейших рыхлых отложений мощностью в несколько километров. В северной части Бирманской депрессии диагонально к ее оси расположены кулисообразные антиклинальные хребты: Зибью, Хмангин, Ганго. Они приурочены к разломам, осложняющим продольные разломы по оси и по бортам депрессии. По продольным разломам происходят сдвиги. Горная система Аракан смещена на 450 км к северу и надвинута на юго-восточный край Шиллонгского выступа Индостанской платформы. Восточнее депрессии располагается срединный древний массив нагорья Шан. Оно отделено от депрессии крупным Шанским сдвигом. Сводка по землетрясениям Бирмы была составлена Г. П. Горшковым (1961). Она положена в основу приводимой характеристики.

Араканская горная система и Бирманская депрессия. Араканская горная система представляет собой северное продолжение Андаманской островной дуги. Предараканский передовой прогиб можно считать аналогом глубоководного желоба, заполненного мощной толщей новейших осадков. Бирманская депрессия представляет собой аналог впадины Андаманского моря.

Под Араканской горной системой и под западной частью Бирманской депрессии расположена сложная сейсмофокальная зона, наклоненная на восток. К ней приурочены очаги мелкофокусных и промежуточных землетрясений. Землетрясения обусловлены сдвиговыми деформациями литосферы. Кроме того, происходит поддвиг восточного края Индостанской плиты под Араканскую горную систему (см. табл. 170).



Механизм очагов землетрясений Мьянмы и Андаман-Никобарского региона (по S. Kumar)

Как видно из приведенных данных, Араканская горная система характерна мелкофокусными землетрясениями, происходящими в сложной сейсмофокальной зоне на глубинах до 80 км.

Таблица 170

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
1956	январь	21	17 ч. 36 мин.	23.5	93.5	6,1	—
1938	август	16	04 ч. 28 мин.	23.5	94.2	7,2	60
1940	май	11	21 ч. 00 мин.	23.7	94.2	6,5	80
1957	июль	1	19 ч. 30 мин.	24.0	94.0	5,8	80
1934	май	27	03 ч. 46 мин.	24.5	94.0	6,8	75
1983	август	30	10 ч. 39 мин.	24.7	94.9	6,3	65
1930	сентябрь	22	14 ч. 19 мин.	25.0	94.0	6,2	60
1970	июль	29	10 ч. 16 мин.	26.0	95.3	6,5	59
1908	декабрь	12	12 ч. 54 мин.	26.5	97.0	7,1	60
1962	сентябрь	22	06 ч. 51 мин.	26.5	97.0	6,0	33
1950	август	26	06 ч. 33 мин.	26.8	95.0	7,0	—

Таблица 171

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1978	сентябрь	30	09 ч. 04 мин.	17.1	95.7	6,0	—
1930	май	5	13 ч. 53 мин.	18.0	95.0	7,3	—
1982	январь	24	11 ч. 35 мин.	20.7	95.0	5,6	47
1983	октябрь	21	08 ч. 45 мин.	21.6	94.8	5,6	56
1964	январь	22	15 ч. 58 мин.	22.4	93.6	6,1	88
1956	февраль	29	21 ч. 26 мин.	23.5	94.5	6,0	60
1983	октябрь	21	23 ч. 32 мин.	34.7	94.7	5,0	77
1931	январь	27	20 ч. 09 мин.	25.6	96.8	7,6	60
1926	май	10	08 ч. 19 мин.	26.0	97.0	6,3	80
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1948	февраль	4	04 ч. 50 мин.	20.5	94.5	6,0	160
1964	февраль	27	15 ч. 18 мин.	21.7	94.4	6,4	102
1952	май	5	09 ч. 35 мин.	22.0	94.5	4,8	140
1952	январь	15	02 ч. 31 мин.	22.5	95.0	6,0	120
1956	июль	12	15 ч. 01 мин.	22.5	94.5	—	100
1948	сентябрь	28	21 ч. 37 мин.	23.0	94.0	—	100
1969	октябрь	17	01 ч. 25 мин.	23.0	94.7	6,0	134
1969	октябрь	17	17 ч. 25 мин.	23.2	94.9	6,8	150
1938	апрель	14	01 ч. 16 мин.	23.5	95.0	6,8	130
1964	июль	13	10 ч. 58 мин.	23.7	94.7	6,5	117
1935	апрель	23	16 ч. 45 мин.	24.0	94.7	6,3	110
1934	июнь	2	05 ч. 54 мин.	24.2	95.0	6,5	130
1954	март	21	23 ч. 42 мин.	24.6	92.3	7,3	180
1927	март	15	16 ч. 56 мин.	24.6	95.0	6,5	130
1964	июль	12	20 ч. 15 мин.	24.9	95.3	6,7	155
1932	август	14	04 ч. 39 мин.	26.0	95.5	7,0	120
1906	август	31	14 ч. 57 мин.	27.0	97.0	7,0	100

Таблица 172

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °з. д.*	*M*	*H, км*
ШАНСКИЙ СДВИГ							
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1930	май	5	13 ч. 46 мин.	17.0	46.5	7,3	60
1917	апрель	12	02 ч. 54 мин.	18.0	97.0	6,0	—
1930	декабрь	3	18 ч. 52 мин.	18.0	96.5	7,3	60
1956	июль	16	15 ч. 07 мин.	22.2	96.0	7,0	—
1946	сентябрь	12	15 ч. 17 мин.	23.5	96.0	7,5	60
1946	сентябрь	12	15 ч. 20 мин.	23.5	96.0	7,8	60
1986	август	23	12 ч. 12 мин.	23.9	95.6	5,2	—
1971	май	31	05 ч. 14 мин.	25.2	96.7	6,1	—
1971	май	30	15 ч. 44 мин.	25.4	96.5	6,3	—
1976	август	12	23 ч. 27 мин.	26.6	97.2	6,8	—
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1964	февраль	27	15 ч. 11 мин.	21.4	94.8	6,8	100
1955	март	22	06 ч. 14 мин.	25.5	99.0	—	140
ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ШАНСКОГО МАССИВА							
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1934	январь	12	11 ч. 31 мин.	20.0	101.2	6,0	60
1912	май	23	02 ч. 24 мин.	21.0	97.0	8,0	60
1929	август	8	12 ч. 57 мин.	21.0	97.0	6,5	—
1941	декабрь	26	14 ч. 48 мин.	21.5	99.0	7,0	60
1950	февраль	2	23 ч. 39 мин.	22.0	100.0	7,0	60
1923	июнь	22	06 ч. 44 мин.	22.7	48.7	7,3	60

Катастрофическое землетрясение произошло в Араканской горной системе 2 апреля 1762 г. (22.0° с. ш., 92.0° в. д.). Его сила достигла 11 баллов.

Бирманская депрессия представляет собой грабен, осложненный по оси кулисообразными разломами вследствие сдвиговых деформаций. Все это обусловливает распределение очагов землетрясений (см. табл. 171).

Шанский сдвиг и западный край массива Шан. Как уже отмечалось, Шанский массив отделен от Бирманской депрессии региональным сбросо-сдвигом. Вертикальная амплитуда его достигает 2 км (*Горшков,* 1961). Со сдвигом связаны очаги сильных мелкофокусных землетрясений. Западный край Шанского массива раздроблен разломами, параллельными Шанскому сдвигу. Это результат смещения массива на юго-восток за счет выжимания литосферы при поддвиге Индостанской плиты. На краю массива происходят землетрясения (см. табл. 172).

На Шанском сдвиге и Шанском массиве происходят катастрофические землетрясения. Таковыми были землетрясения 23 мая 1912 г. на массиве и 12 сентября 1946 г. на сдвиге.

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ГИМАЛАЕВ, ТИБЕТА И ГОР В ВЕРХОВЬЯХ РЕК МЕКОНГА И ЯНЦЗЫ

Гималайская горная система протягивается вдоль северного края Индостанской плиты на 2400 км. Она образует выпуклую на юг дугу шириной до 700 км. Севернее Гималаев расположено Тибетское нагорье, соответствующее Южному и Северному Тибетским срединным массивам, сложенным докембрийским основанием и мощным чехлом палеозойских пород. На востоке Гималаи ограничены крупным разломом, за которым расположены горные хребты в верховьях Меконга и Янцзы.

Южнее Гималаев протягивается широкий Предгималайский передовой прогиб, заполненный мощной толщей новейших отложений. Это область интенсивного погружения северного края Индостанской плиты.



Зона землетрясений Гималаев.
Слева расположена Индостанская плита,
справа — Тибетское высокогорное плато.
Снимок из космоса

На северо-западном конце Гималаев находится огромная горная петля Джеламского тектонического узла (название по р. Джелам — левому притоку Инда). К северу от Джеламского узла расположены Каракорум, Гиндукуш, Памир.

Гималаи. Гималайская складчато-покровная горная система состоит из нескольких тектонических зон, обусловленных выжиманием и опрокидыванием на юг пластичных масс при поддвиге Индостанской плиты под Гималаи. Самая южная зона — Низкие Гималаи — надвинута на Предгималайский прогиб вдоль Пограничного надвига. Она в свою очередь перекрыта надвинутыми с севера Высокими Гималаями. Они надвинуты по центральному надвигу и образуют Главный хребет. Севернее располагается тектоническая зона Тибетских Гималаев, образующая северный склон Главного хребта. Наконец, еще севернее находится так называемая Шовная зона Гималаев. Там переработанная древняя океаническая земная кора собрана в веерообразные структуры. По Шовной зоне расположены тектонические долины верхних течений Инда и Брахмапутры (Цангпо). Севернее Шовной зоны располагается Тибетское нагорье — его южный срединный массив.

В пределах каждой из перечисленных тектонических зон Гималаев имеются

Блок-диаграмма строения Низких Гималаев (по Л. Гансеру, с упрощениями)

многочисленные надвиги и покровы меньших масштабов. Все это обусловливает очень сложную покровно-складчатую структуру Гималаев, которая осложняется прорывом гранитоидных интрузий.

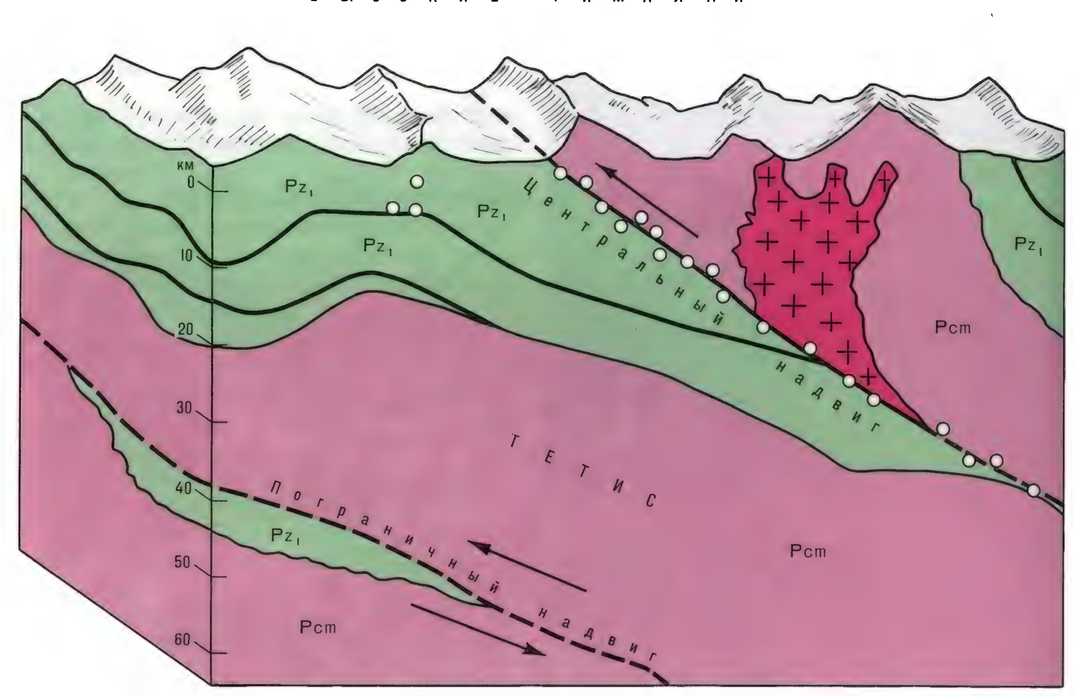
С надвиговыми структурами Гималаев связаны очаги землетрясений. Большинство их приурочено к Пограничному и Центральному надвигам. Это мелкофокусные землетрясения. Однако на восточном фланге Гималаев, в районе Шиллонгского выступа Индостанской плиты, происходят и промежуточные землетрясения (*Verma et al.*, 1977; *Chandra,* 1978).

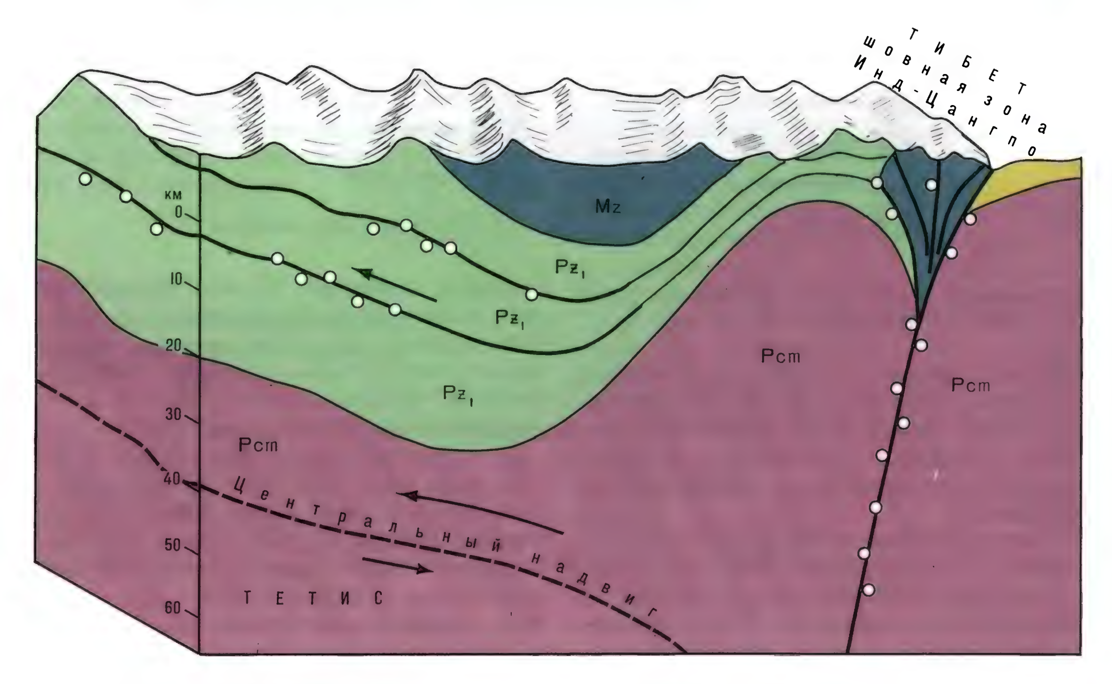
Сильные землетрясения в Гималаях, на границе Индостанской и Евразийской литосферных плит, происходят после периодических сейсмических затиший, длящихся примерно 19 лет. Магнитуда этих землетрясений достигает 7,5—8,0. Наблюдается миграция очагов таких землетрясений вдоль границы плит от флангов Гималайской горной дуги к ее средней части (*Khattri, Tyagi,* 1983).

Ш и л л о н г с к и й в ы с т у п И н д о с т а н с к о й п л и т ы. Шиллонгский выступ зажат между Гималаями и горами Паткай. Он выражен в рельефе низкими горами Гаро-Кхаси-Джайнтия на юге и хр. Микир на севере. По северной окраине Шиллонгского выступа вдоль Гималаев протягивается огромная долина нижнего течения Брахмапутры. Землетрясения приурочены к надвиговым зонам Гималаев (см. табл. 173).

К северному краю Шиллонгского выступа приурочены очаги катастрофических землетрясений. Примером их служит катастрофа в 1897 г.

З е м л е т р я с е н и е А с с а м-





Блок-диаграмма строения Высоких Гималаев (по Л. Гансеру, с упрощением)

Блок-диаграмма строения Тибетских Гималаев (по Л. Гансеру, с упрощениями)

с к о е, 1897 г., 12 июня, 11 ч. 06 мин. Эпицентр в долине нижнего течения Брахмапутры, у северного подножия гор Гаро-Кхаси-Джайнтия. 25.9° с. ш., 91.8° в. д. M=8,5. H=8—35 км. Сила 10—11 баллов.

Площадь сотрясения 4 550 тыс. км². Сильные разрушения в Шиллонге, Силхете, Гувахати и др. Большие обвалы в горах. Разрушения деревень. Погибли 1592 человека (*Горшков,* 1961).

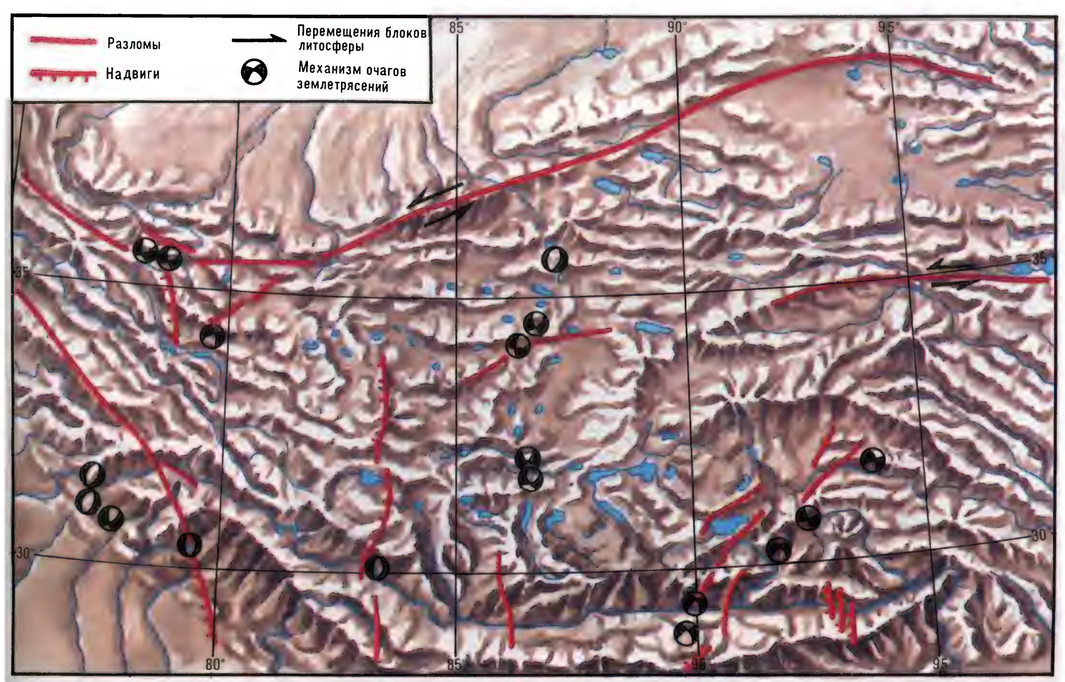


(22.6° с. ш., 88.4° в. д.). Погибли более 300 тыс. человек (*Chandra,* 1978). На южном краю Шиллонгского выступа происходят и промежуточные сильные землетрясения. Одно из них произошло 21 марта 1954 г., в 23 ч. 42 мин. Эпицентр южнее гор Гаро-Кхаси-Джайнтия (24.6° с. ш., 92.2° в. д.). M=7,0. H=180 км.

Пограничный и Центральный надвиги Гималаев. Вдоль Пограничного и Центрального надвигов происходят мелкофокусные землетрясения (см. табл. 174).

Гималаи. Зона землетрясений Центрального подвига Высоких Гималаев в районе Джомолунгмы

Механизм очагов землетрясений в Гималаях и на Тибете (по U. Chandra)



На Шиллонгском плато землетрясения происходят весьма часто. Так, с 1903 по 1931 г. здесь произошло 686 сильных землетрясений (*Davinson,* 1935).

Для юго-восточного и южного края Шиллонгского выступа тоже характерны сильные землетрясения. Так, в 1737 г. 11 октября произошло десятибалльное Калькуттское землетрясение

Иногда в этих надвигах происходят и катастрофические землетрясения. Примером служит катастрофа в 1934 г.

Землетрясение Бихар-Непальское, 1934 г., 15 января, 08 ч. 43 мин. Эпицентр на пограничном надвиге в штате Бихар, близ границы с

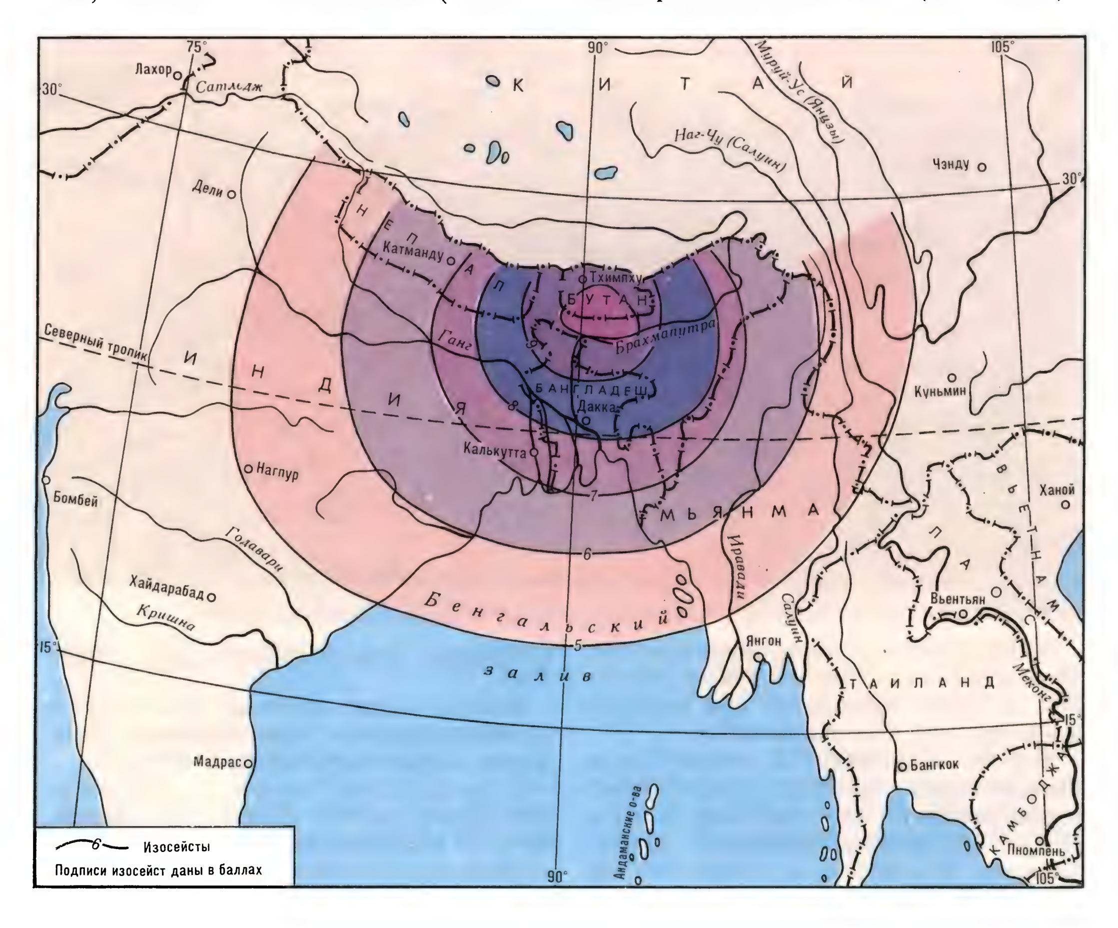
Таблица 173

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1950	сентябрь	13	11 ч. 07 мин.	27.8	95.3	7,0	—
1967	март	14	06 ч. 58 мин.	28.5	94.3	5,8	12
1964	октябрь	21	23 ч. 09 мин.	28.1	93.8	5,9	37
1943	октябрь	23	17 ч. 23 мин.	26.0	93.0	7,2	30
1966	август	15	02 ч. 15 мин.	28.7	92.6	5,5	19
1964	сентябрь	1	13 ч. 22 мин.	27.2	92.3	5,9	33
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1943	октябрь	23	17 ч. 29 мин.	27.5	96.0	6,8	140
1941	январь	27	02 ч. 30 мин.	26.5	92.5	6,5	180
1941	январь	21	12 ч. 42 мин.	27.0	92.0	6,8	100

Непалом. 26.3° с. ш., 86.3° в. д. M=7,4. H=15 км. Сила 10 баллов. Сотрясения ощущались на территории 4 920 тыс. км^2. Огромные обвалы в горах. Разломы на поверхности земли. Массовые разрушения зданий с погружением их в грунт. Гибель людей: в штате Бихар 7235 человек, в Непале — 4300 человек (*Auden et al.,* 1939; *Горшков,* 1961; сообщения печати).

З е м л е т р я с е н и е Б и х а р - Н е п а л ь с к о е, 1988 г., 20 августа, 23 ч. 09 мин. Эпицентр на пограничном надвиге в предгорьях Гималаев, в 160 км

Землетрясение Ассамское 1897 г. (по R. Oldhem)



Землетрясение Ассамское 1897 г. Горизонтальный сдвиг железной дороги у Ранганара



Землетрясение Ассамское 12 июня 1897 г. Кратеры проседания в песке, образовавшиеся над трещинами



к юго-востоку от гор. Катманду. 26.6° с. ш., 86.7° в. д. M=7,0. H=70 км. Сила 10 баллов. Сильные афтершоки. Большие обвалы в горах. В Непале разрушения построек в 21 административном районе с населением в 17 млн человек. Разрушено 6 тыс. зданий. Погибли 600 человек. Ранены 1 тыс. человек. В Индии, в штате Бихар, погибли 450 человек. Ранены несколько тысяч человек. Разрушены железные дороги, мосты, линии связи (по сообщениям печати).

На западном фланге Гималаев, по Пограничному и Центральному надвигам, тоже происходят катастрофические землетрясения.

З е м л е т р я с е н и е   д о л и н ы р. К а н г р а, 1905 г., 4 апреля, 00 ч. 50 мин. Эпицентр в предгорьях Гималаев, у южного подножия хр. Дхаоладхар. 33.0° с. ш., 76.0° в. д. M=8,6. Большие обвалы в горах. Разрушения зданий. Погибли 19 тыс. человек (*Рихтер*, 1963).

Таблица 174

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ВОСТОЧНЫЕ ГИМАЛАИ							
1967	сентябрь	15	10 ч. 33 мин.	27.4	91.8	5,8	57
1964	февраль	18	03 ч. 48 мин.	27.5	91.1	5,6	30
1964	март	27	23 ч. 02 мин.	27.2	89.3	6,3	32
1965	январь	12	13 ч. 32 мин.	27.6	88.0	6,1	23
ЦЕНТРАЛЬНЫЕ ГИМАЛАИ							
1966	июнь	27	10 ч. 59 мин.	29.9	81.0	6,5	—
1966	декабрь	16	20 ч. 52 мин.	29.7	80.9	5,8	15
1966	июнь	27	10 ч. 41 мин.	29.7	80.9	6,1	37
1964	сентябрь	26	00 ч. 46 мин.	30.1	80.7	6,2	50
1966	март	6	02 ч. 11 мин.	31.6	80.6	5,7	12
1966	март	6	02 ч. 16 мин.	31.5	80.5	6,0	50
1958	декабрь	28	—	30.0	80.0	6,3	37
ЗАПАДНЫЕ ГИМАЛАИ							
1967	февраль	20	20 ч. 50 мин.	34.0	75.5	5,7	24
1963	сентябрь	2	07 ч. 10 мин.	34.0	74.7	5,5	44
1981	сентябрь	12	07 ч. 15 мин.	35.4	73.8	6,7	—

З е м л е т р я с е н и е А н а н т н а г с к о е, 1967 г., 20 февраля, 20 ч. 50 мин. Эпицентр в Кашмире, в 18 км к югу от гор. Анантнаг. 33.7° с. ш., 75.3° в. д. M=5,7. H=24 км. Сила 7 баллов. Разрушено 35 деревень, около 500 домов (*Wakhaloo, Rastogi,* 1977).

З е м л е т р я с е н и е П а т т а н г с к о е, 1974 г., 28 декабря, 12 ч. 12 мин. Эпицентр в Кашмире, в долине р. Инд. 35.1° с. ш., 72.9° в. д. M=6,2. H=22 км. Сильные разрушения зданий. Погибли 5300 человек. Ранены 16 тыс. человек (*Chandra,* 1978).

Сильные землетрясения происходят и на северном крае Индостанской плиты — в Предгималайском прогибе. Так, 15 июля 1720 г. в районе Дели произошло десятибалльное землетрясение. В сентябре 1827 г. в Лахоре (21.6° с. ш., 74.4° в. д.) произошло десятибалльное землетрясение, при котором погибла 1 тыс. человек (*Chandra,* 1978).

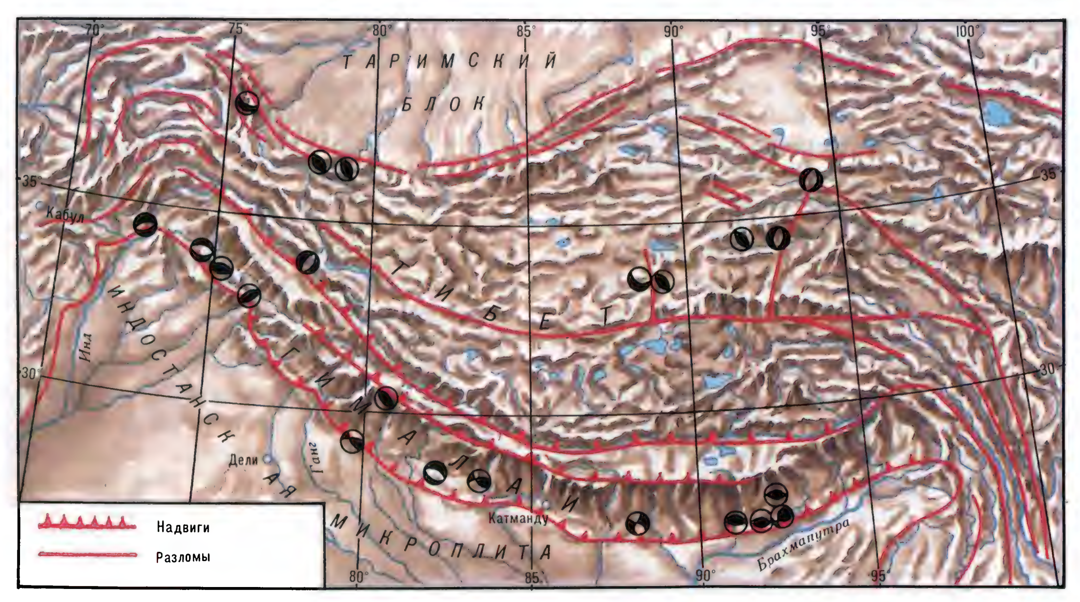
З е м л е т р я с е н и е Д е л и й с к о е, 1960 г., 27 августа, 15 ч. 58 мин. Эпицентр в окрестностях Дели. 28.2° с. ш., 77.4° в. д. M=6,0. H=58 км. Сила 7 баллов. Афтершоки в течение 12 дней после главного толчка. В эпицентральной области разрушено 75% всех зданий (*Nath, Narain, Srivastava,* 1967).

Тибетское нагорье. Оно приподнято новейшими движениями на 5 км над ур. м. Тибетский массив образован Южно-Тибетским и Северо-Тибетским докембрийскими блоками, между которыми находится палеозойская складчатая зона. От Гималаев и Куньлуня Тибетский массив отделен субширотными разломами. Вдоль них происходят сдвиговые деформации, в которых северные крылья смещаются на восток. Вследствие давления с юга — со стороны Гималаев — Тибетское нагорье испытывает широтное растяжение с образованием меридиональных сейсмоактивных сбросов (*Molner, Tapponier,* 1978).

Для Тибетского нагорья характерна «рассеянная» сейсмичность по многим поверхностным разломам. На ее фоне намечаются две меридиональные зоны концентрации эпицентров землетрясений. Одна из них расположена на западе Тибета и протягивается на 400 км от хр. Алинг-Гангры до хр. Дунгбуре. Другая меридиональная разломная зона сечет поперек долину р. Брахмапутры в 200 км восточнее гор. Лхасы. Она протягивается на 300 км к северу от реки до хр. Ньенчен-Тангла. К зонам приурочены землетрясения (*Molner et al.,* 1983).

На западе Тибета вдоль субширотных разломов происходят землетрясения (см. табл. 175).

С у б м е р и д и о н а л ь н ы е р а з л о м н ы е з о н ы Т и б е т а разви-



Механизм очагов землетрясений на Тибете (по P. Molner)

лись вследствие растяжения литосферы и ее растекания под воздействием давления с юга, оказываемого поддвигающейся Индостанской плитой. В землетрясениях этих зон характерны сбросовые и сдвиговые деформации в очагах. Это слабые мелкофокусные, реже промежуточные землетрясения (см. табл. 176).

На границе Тибета с Гималаями происходят и катастрофические землетрясения. Примером служит катастрофа в 1950 г.

З е м л е т р я с е н и е   Т и б е т с к о-А с с а м с к о е, 1950 г., 15 августа, 14 ч. 09 мин. Эпицентр на границе Тибета с Индией. 28.46° с. ш., 96.66° в. д. M=8,7. H=10 км. Сила 10—11 баллов. Гигантские обвалы и оползни в горах весом около 2 млрд т. Запруживание рек с последующими прорывами воды из них. В долине нижнего течения Брахмапутры, к югу от Гималаев, эти прорывы воды погубили плантации на площади в несколько тысяч квадратных километров. Разрушения построек и путей сообщения. Площадь сотрясения 25 тыс. км^2. Погибли 156 человек. Ущерб 60 млн долл. (*Tandon,* 1954; *Горшков,* 1961; *Робертс,* 1966).

Район верхнего течения Меконга и Янцзы. К северо-востоку от Шиллонг-

Таблица 175

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
ЮГО-ЗАПАДНАЯ ПОГРАНИЧНАЯ ЗОНА							
1975	июль	29	02 ч. 40 мин.	32.5	78.4	—	8
1975	январь	19	08 ч. 01 мин.	32.4	78.5	—	9
1975	июль	19	06 ч. 10 мин.	31.9	78.6	—	6
1966	март	6	02 ч. 15 мин.	31.5	80.5	—	8
1964	сентябрь	26	—	30.1	80.7	6,2	50
1966	декабрь	16	—	29.6	80.8	5,7	19
СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ПОГРАНИЧНАЯ ЗОНА							
1975	июнь	4	02 ч. 24 мин.	35.9	79.7	—	9
1975	апрель	28	11 ч. 06 мин.	35.8	79.9	—	7
1975	май	19	19 ч. 47 мин.	35.1	80.8	—	8

ского выступа Индостанской плиты расположена огибающая его широкая, выпуклая на северо-восток дуга Хэндуаньшаньской системы глыбовых гор. В ее пределах для рельефа верховьев рек Меконг и Янцзы характерны длинные узкие блоковые хребты юго-восточного простирания. Они образуют на западе Луцзянский, а на востоке — Батанский антиклинории. Между ними находятся верхние течения Меконга и Янцзы. С разломами, ограничивающими эти хребты, связаны землетрясения.

Луцзянский Антиклинорий. Литосферные блоки Луцзянского антиклинория протягиваются в юго-восточном направлении на 800 км. Они продолжаются Юньнань-Бирманскими горами. С разломами на границах блоков связаны очаги мелкофокусных землетрясений. В очагах происходят сбросово-сдвиговые деформации литосферы. Глубина очагов землетрясений на юге возрастает до 100 км (см. табл. 177).

Примером землетрясений в южной части Луцзянского антиклинория (на юго-юго-восточном участке погружения) служат события в 1976 и 1988 гг.

Землетрясение Лунлинское, 1976 г., 29 мая, 12 ч. 23 мин. Эпицентр на разломах глыбового хр. Гаогигуншань в долине р. Нуцзян (Салуин). 24.6° с. ш., 98.9° в. д. M=7,3. Сила 10 баллов. Многочисленные афтершоки со сдвиговыми деформациями в очагах. Наиболее сильные из них: 29 мая в 14 ч. 00 мин (M=6,9), в 19 ч. 33 мин (M=6,0), 31 мая в 05 ч. 08 мин (M=6,2), 7 июня в 14 ч. 26 мин. (M=6,4), 3 июля в 16 ч. 33 мин (M=6,0), 21 июля в 15 ч. 11 мин (M=6,5). Многочисленные обвалы в горах (сообщения печати; Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР; *Шаторная, Кисловская,* 1980).

Землетрясение Ланьцанское, 1988 г., 6 ноября, 13 ч. 03 мин. Эпицентр на Шуньнин-Шуанцзянском поднятии (южное продолжение Луцзянского антиклинория). 22.8° с. ш., 99.8° в. д. M=7,6. H=3 км. Афтершок

Таблица 176

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНАЯ ЗОНА							
1971	май	3	00 ч. 33 мин.	30.8	84.3	—	8
1965	июнь	14	—	32.1	87.6	5,2	36
1973	август	16	08 ч. 02 мин.	33.2	86.8	—	8
1973	сентябрь	8	07 ч. 25 мин.	33.3	86.8	—	9
1973	июль	14	04 ч. 51 мин.	35.2	86.5	—	6
1966	октябрь	14	01 ч. 04 мин.	36.4	87.4	—	8
ВОСТОЧНАЯ ЗОНА							
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1972	июль	22	16 ч. 41 мин.	31.4	91.5	—	8
1971	май	22	20 ч. 03 мин.	32.4	92.1	5,5	29
1975	май	5	05 ч. 18 мин.	33.1	92.9	—	7
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1973	август	1	01 ч. 14 мин.	29.6	89.2	—	86
1976	сентябрь	14	06 ч. 43 мин.	29.8	89.6	—	90

Таблица 177

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1932	август	14	04 ч. 45 мин.	29.5	98.0	6,8	—
1961	июнь	24	07 ч. 03 мин.	28.0	91.4	6,0	33
1930	апрель	28	18 ч. 40 мин.	25.5	99.0	6,2	—
1934	январь	19	12 ч. 33 мин.	25.5	98.2	6,0	60
1941	май	16	07 ч. 14 мин.	24.0	99.0	6,9	60
1914	март	28	10 ч. 45 мин.	25.0	99.0	6,9	100

6 ноября в 13 ч. 13 мин. M=6,8. Обвалы в горах. Разрушено 800 тыс. зданий в радиусе 100 км от эпицентра. Погибли около 1 тыс. человек. Ущерб около 400 млн юаней (сообщения печати; Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР).

Батанский антиклинорий. Он представляет собой несколько кулисообразно расположенных поднятий юго-восточного простирания, образующих в своей совокупности складчато-глыбовую зону вдоль западного края Южно-Китайской платформы. Длина этой зоны 800 км. С разломами структур связаны сильные землетрясения (см. табл. 178).

Таблица 178

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
1967	август	30	04 ч. 22 мин.	31.7	100.3	6,1	3
1937	август	31	14 ч. 21 мин.	27.5	100.0	6,5	—
1933	июнь	7	11 ч. 46 мин.	27.2	100.2	6,2	60
1925	март	16	14 ч. 42 мин.	25.5	100.2	7,1	60

Деформации литосферы в очагах землетрясений имеют сдвиговый характер. Таким образом, землетрясения в верховьях Меконга и Янцзы свидетельствуют о смещениях литосферных блоков в юго-восточном направлении. Они происходят вследствие выдавливания пластичной литосферы между Тибетским массивом и Южно-Китайской платформой за счет давления, оказываемого Индостанской плитой при ее поддвиге под Гималаи и Араканские горы.

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ИНДОСТАНСКОЙ ПЛИТЫ

Северо-западный Джеламский выступ Индостанской плиты оказывает воздействие на литосферу расположенных севернее горных сооружений до Памира включительно. В сферу его влияния попадают Каракорум и Памир, расположенные северо-восточнее и севернее выступа, Гиндукуш и Сулеймановы горы, находящиеся северо-западнее и западнее. Воздействие этого выступа вследствие перемещения Индостанской плиты на север сформировало в геологическом прошлом так называемый Пенджабо-Памирский синтаксис. Это система гор Северо-Западных Гималаев, Каракорума, Гиндукуша и Сулеймановых гор, образующих гигантскую горную петлю. На западном фланге ее возник побочный Белуджистанский, или Кветтский (по городу Кветта), синтаксис — горная петля, образованная Сулеймановыми горами на востоке, хребтами Центральный Агуй и Киртхар.

На новейшем этапе развития в Пенджабском синтаксисе сформировалось широкое сводовое поднятие, протянувшееся на Памир. Оно достигло на Памире высоты около 10 км, но было осложнено последующими прогибами, многочисленными грабенами и горстами. Прогибы и грабены проседают и сейчас, заполняясь трехкилометровой толщей осадков. Горсты продолжают и сейчас воздыматься. Все это обусловливает землетрясения. Аналогичные процессы происходят и в побочном Белуджистанском (Кветтском) синтаксисе (*Хаин*, 1984).

Важную роль в распределении землетрясений играют многочисленные разломы, ограничивающие древние небольшие по масштабам срединные массивы и блоки, входящие в складчатые горы.

Каракорум и Гиндукуш. Северо-Западные Гималаи отделены от Каракорума глубинным разломом. Каракорум-Гиндукушская горная дуга протягивается на 1 тыс. км при ширине до 200 км. Она максимально приподнята (до 7 км над ур. м.) в Каракоруме, но быстро снижается в Гиндукуше. С ее продольными разломами связана сейсмофокальная зона, в которой расположены очаги мелкофокусных и промежуточных землетрясений. В пределах Каракорума они преимущественно мелкофокусные. Ино-



Зона землетрясений Гиндукуша. На переднем плане разломная граница, отделяющая Гиндукуш от Каракорума. Снимок из космоса

гда здесь происходят и промежуточные землетрясения. Таково было землетрясение 22 июня 1965 г. в 05 ч. 49 мин. 36.2° с. ш., 77.6° в. д. M=5,7. H=107 км.

В Гиндукуше преобладают промежуточные землетрясения, но часты и мелкофокусные. Северо-западнее и севернее Гиндукуша располагается полоса эпицентров землетрясений, очаги которых приурочены к сейсмофокальной зоне. Длина этой полосы 750 км, ширина до 100—150 км. Очаги землетрясений сейсмофокальной зоны постепенно углубляются по мере продвижения на юго-запад. Так, на северо-восточном конце Гиндукуша и на Южном Памире максимальная глубина очагов землетрясений не превышает 140 км. На юго-западном конце Гиндукуша она увеличивается до 300 км (*Киняпина,* 1964). Самое глубокофокусное землетрясение в Памиро-Гиндукушской зоне произошло на глубине 390 км 10 июня 1971 г. на территории Афганистана, в 10 км юго-юго-восточнее таджикского районного центра Ишкашим (*Каток,* 1988).

Памиро-Гиндукушская зона землетрясений с ее западным продолжением в Банди-Туркестанском хребте может быть подразделена на подзоны: Бадахшанскую, Кундузскую, Банди-Туркестанскую. В каждой из них имеются местные концентрации эпицентров землетрясений, свои особенности (*Славин* и *др.,* 1970). Однако общий характер сейсмичности в пределах Памиро-Гиндукушской зоны более или менее постоянен. Это поверхностные и промежуточные землетрясения.

В пределах полосы эпицентров отмечается значительная концентрация их к югу и юго-западу от гор. Файзабад в Афганистане, к югу и юго-востоку от гор. Хорог на Памире. Это сейсмоактивные тектонические узлы (*Лукк, Нерсесов,* 1970).

Сейсмофокальная зона наклонена в районе Файзабада на северо-запад, но на глубине 200 км изменяет наклон на юго-восточный. Сейсмофокальная зона в районе Хорога наклонена на юго-восток. Таким образом, строение Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны сложное. По-видимому, она образована несколькими сложносочетающимися зонами. С ними связаны сильные землетрясения (см. табл. 179).

В Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоне происходят и катастрофические землетрясения. Так, в районе Кабула (34.5° с. ш., 69.2° в. д.) сейсмические катастрофы происходили: 6 июля 1505 г. 12 баллов, 26 января 1840 г.— 8 баллов, 19 февраля 1842 г. — 9 баллов, 18 октября 1871 г. — 9 баллов, 18 октября 1874 г. — 9 баллов.

Исключительно сильные землетрясения с M=8,1 произошли в хребте Ходжа-Мухаммед, южнее Файзабада (36.5° с. ш., 70.5° в. д.). Одно из них случилось 7 июля 1909 г. в 21 ч. 38 мин., второе — 15 ноября 1921 г. в 20 ч. 37 мин. Глубины очагов соответственно 230 и 215 км (Новый каталог, 1977).

Примером менее сильных, но значительных землетрясений служит событие в 1965 г.

З е м л е т р я с е н и е Д ж у р м с к о е, 1965 г., 14 марта, 15 ч. 52 мин. Эпицентр в долине р. Паншин, хр. Ходжа-Мухаммед, у пос. Джурм. 36.3° с. ш., 70.7° в. д. M=6,6. H=210 км. Сила 9 баллов. Большое количество афтершоков со все более глубоким расположением очагов (вплоть до 240 км и глубже). Сильные разрушения в селениях на северных склонах Гиндукуша. Горные обвалы в долине р. Паншин. Сотрясения ощущались на территории всего Таджикистана и Северного Афганистана

(*Лукк*, 1968). В Душанбе сила 7,5 балла (сообщения печати).

Землетрясения происходят и на южных склонах Гиндукуша, по продольным разломам долины р. Кабул (см. табл. 180).

Глубины очагов 100—200 км. Этим обусловливаются распространяющиеся на север сильные сотрясения на больших территориях Афганистана и Средней Азии. Примером служат события в 1981—1985 гг.

Землетрясение Гиндукуш, 1981 г., 23 февраля, 08 ч. 02 мин. Эпицентр в юго-западных отрогах Гиндукуша. 36.6° с. ш., 71.5° в. д. М=6,0. Н=100 км. Сотрясения поверхности Земли на больших территориях Афганистана и Средней Азии. 5 баллов в Ишкашиме, 4 балла в Хороге, Ванче, Пяндже (Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР, февраль 1981 г.).

Землетрясение Гиндукуш, 1981 г., 2 мая, 16 ч. 05 мин. Эпицентр в юго-западных отрогах Гиндукуша. 36.3° с. ш., 71.2° в. д. М=6,6. Н=206 км. Сотрясение больших территорий. 5 баллов в Хороге, Ишкашиме, Нуреке, Фергане, Андижане. 4 балла в Душанбе, Кулябе, Гарме, Джиргатале, Ташкенте, Самарканде. 3 балла в Чимкенте, Ленинабаде, Фрунзе (Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР, май 1981 г.).

Землетрясение Гиндукуш, 1984 г., 16 февраля, 17 ч. 19 мин. Эпицентр в юго-западных отрогах Гиндукуша. 36.5° с. ш., 70.9° в. д. М=6,4. Н=191 км. Сотрясения на большой территории. 6 баллов в Ишкашиме, Хороге. 5 баллов в Кулябе, Гарме, Джиргатале, Ленинабаде, Джизаке. 4 балла в Душанбе, Ташкенте, Самарканде, Намангане, Фергане (Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР, февраль 1984 г.).

Землетрясение Гиндукуш, 1985 г., 29 июля, 07 ч. 55 мин. Эпицентр в юго-западных отрогах Гиндукуша. 36.3° с. ш., 70.9° в. д. М=7,2. Н=114 км. 7 баллов в Хороге, Душанбе. 6 баллов в Нуреке, Кулябе, Джиргатале. 5 баллов в Оше, Ленинабаде, Самарканде, Ташкенте, Намангане, Джизаке. 4 балла в Исфаре, Фрунзе (Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР, июль 1985 г.).

Землетрясение Гиндукуш, 1985 г., 2 августа, 07 ч. 47 мин. Эпицентр в юго-западных отрогах Гиндукуша. 36.2° с. ш., 70.9° в. д. М=6,5. Н=104 км. Сотрясения большой территории: 5 баллов в Хороге, 4 балла в Кулябе, Нереме, Душанбе, 3 балла в Ленинабаде, Самарканде.

Таблица 179

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*М*	*Н, км*
1967	январь	25	01 ч. 50 мин.	36.6	71.6	6,3	270
1983	октябрь	30	01 ч. 46 мин.	36.6	71.5	6,2	116
1966	июнь	6	07 ч. 46 мин.	36.4	71.2	6,8	215
1983	сентябрь	12	15 ч. 42 мин.	36.1	71.2	6,6	183
1976	ноябрь	27	21 ч. 42 мин.	36.6	71.0	6,6	190
1981	май	2	16 ч. 05 мин.	36.5	71.0	6,6	200
1966	август	16	02 ч. 16 мин.	36.4	70.9	6,0	191
1984	февраль	16	17 ч. 18 мин.	36.5	70.9	6,4	191
1983	декабрь	30	23 ч. 53 мин.	36.5	70.8	7,1	208
1977	июнь	3	02 ч. 31 мин.	36.4	70.7	6,2	210
1971	август	4	00 ч. 25 мин.	36.4	70.7	6,5	205
1981	август	8	03 ч. 59 мин.	36.5	70.7	6,0	220
1965	март	14	15 ч. 53 мин.	36.3	70.7	6,6	219
1962	июнь	6	23 ч. 05 мин.	36.5	70.3	7,0	200

Таблица 180

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*М*	*Н, км*
1969	май	15	20 ч. 40 мин.	34.6	70.9	5,6	22
1972	декабрь	28	16 ч. 58 мин.	34.7	70.4	5,6	63

Кроме этих толчков в юго-западных отрогах Гиндукуша происходило много менее сильных землетрясений (Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР, август 1985 г.).

Южнее Гиндукуша происходят и очень сильные промежуточные землетрясения. Таково было землетрясение в 1937 г.

Землетрясение Южно-Гиндукушское, 1937 г., 14 ноября, 10 ч. 58 мин. Эпицентр на южном склоне Гиндукуша (хр. Хиндураджа). 35.2° с. ш., 72.8° в. д. M=7,2. H=200 км. Сила 9 баллов. Плейстосейстовая область в виде эллипса, вытянутого в юго-восточном (поперечном к хребту) направлении. Длина осей эллипса 400 и 150 км. Площадь, охваченная шестибалльной изосейстой, равна 14 750 км^2. Сильные разрушения зданий (*Киняпина*, 1964; Новый каталог, 1977).

Памир. Памирское нагорье расположено между Таримской и Афгано-Таджикской депрессиями. Субширотными глубинными разломами оно подразделяется на литосферные блоки Южного, Центрального и Северного Памира.

Южный Памир — бывшая древняя платформа, переработанная и приподнятая молодыми движениями. Он отделен от Центрального Памира Бартанг-Пшартским глубинным разломом. Центральный Памир — глыбовое поднятие молодой платформы в виде узкого литосферного клина между Бартанг-Пшартским и Ванч-Акбайталским разломами. Северный Памир представляет собой мезозойско-кайнозойское складчато-глыбовое поднятие, ограниченное с юга Ванч-Акбайталским, а с севера — Дарваз-Каракульским глубинными разломами.

Эти три субширотных разлома определяют главные особенности сейсмичности Памира. Кроме них имеются и второстепенные субширотные разломы.

Для Памира характерно также наличие мердиональных разломных зон, обусловленных растяжением литосферы. Главная сейсмическая зона протягивается от г. Кызылданги (5706 м) на Южно-Аличурском хребте к оз. Яшилькуль (на р. Гунт), к оз. Сарезскому (на р. Мургаб), по хр. Зулумарт к пику Ленина (7134 м). Она делит Памир на Восточный и Западный. В узлах пересечения ее с субширотными разломами происходят сильные землетрясения (*Белоусов*, 1976). На Южном Памире в очагах землетрясений преобладают близгоризонтальные растяжения литосферы в субширотном направлении. На Центральном и Северном Памире близгоризонтальное растяжение происходит в субмеридиональном направлении (*Абдукадыров и др.*, 1984).

Наблюдается увеличение максимальных высот рельефа в направлении с юга на север — к северной границе Памира. Так, высочайшие вершины пик Коммунизма (7495 м), пик Ленина (7134 м), пик Корженевской (7105 м) расположены на Северном Памире. В этом же направлении, соответственно с увеличением максимальных высот рельефа, усиливается и сейсмичность земной коры.

Большинство мелкофокусных землетрясений приурочено к субширотным разломам. Так, с Дарваз-Каракульским разломом на Северном Памире связаны сильные землетрясения 1934, 1935, 1963, 1974 гг.

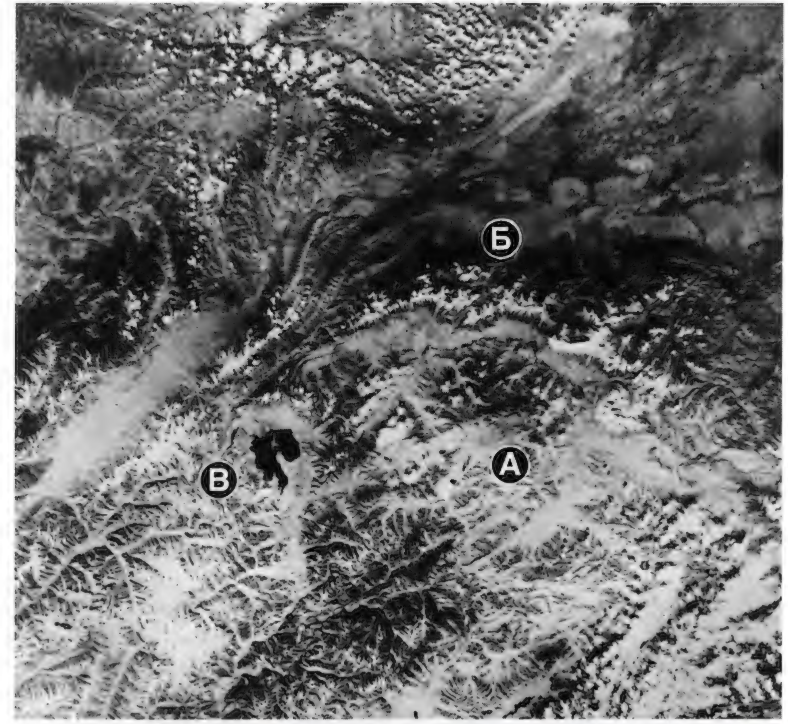
Землетрясение Арганкульское, 1934 г., 31 августа, 14 ч. 58 мин. Эпицентр в верховьях р. Обихингоу. 38.8° с. ш., 70.9° в. д. M=6,5. Сила 8—9 баллов. Большие обвалы в горах (*Губин*, 1960).

Землетрясение Арганкульское, 1935 г., 8 октября, 9 ч. 19 мин. Эпицентр в верховьях р. Обихингоу. 38.8° с. ш., 70.8° в. д. M=6,0. Обвалы в горах (*Губин*, 1960).

Землетрясение Каракульское, 1963 г., 16 октября, 15 ч. 43 мин. Эпицентр на Дарваз-Каракульском разломе близ южного конца оз. Каракуль. 38.8° с. ш., 73.0° в. д. M=6,5. H=35 км. Сила 7 баллов. Обвалы и камнепады. Разрушение построек (*Леонов и др.*, 1967).

Землетрясение Горно-Бадахшанское, 1988 г., 25 сентября, 20 ч. 52 мин. Эпицентр на пересечении разломов в пограничной области СССР — Афганистан, близ Хорога. 37.26° с. ш., 71.90° в. д. M=5,9. H=3 км. Сила 6 баллов в Хороге и Рошткале. В Шугнанском и Ишкашимском районах Горного Бадахшана разрушено 2350

Северный Памир (А), Алайская долина (Б), озеро Караколь (В). Снимок из космоса



домов и 320 зданий различных учреждений. Горные обвалы. Разрушение дорог, оросительных каналов, линий связи. Афтершок 26 сентября в 07 ч. 17 мин. силой 5 баллов (по сообщениям печати).

Землетрясение Маркансуйское, 1974 г., 11 августа, 01 ч. 13 мин. Эпицентр в Заалайском хребте, в верховьях р. Маркансу. 39.4° с. ш., 73.9° в. д. M=7,3. H=18 км. Сильные афтершоки. Чередование сейсмических толчков со сдвиговыми деформациями в очагах, с толчками, при которых происходят взбросовые и надвиговые деформации в очагах. Они обусловлены чередующимися тектоническими движениями блоков, ограниченных пересекающимися разломами. Очень большие обвалы, снежные лавины и ледопады в горах (*Белоусов*, 1983; *Широкова*, 1981).

На Центральном Памире с Бартанг-Пшартским разломом тоже связаны сильные землетрясения. Так, в пересечении этого разлома с меридиональной разломной зоной произошло катастрофическое Сарезское землетрясение.

Землетрясение Сарезское, 1911 г., 18 февраля, 18 ч. 41 мин. Эпицентр в долине р. Мургаб. 38.2° с. ш., 72.8° в. д. M=7,3. H=30 км. Сила 9 баллов. В долине р. Мургаб произошел грандиозный Усойский обвал, под которым погребен кишлак Усой. Погибли 90 человек. Разрушены кишлаки Сарез, Берчидив, Пасор, Рухч, Согноб.



Центральный Памир



Памир. Пик Коммунизма

Озеро Сарезское, образовавшееся вследствие землетрясения 11 февраля 1911 г.



Усойский обвал образовал в долине р. Мургаб плотину объемом 22 млн $м^3$. Высота ее 700 м, ширина 4 тыс. м, протяженность по долине 7 тыс. м. За плотиной образовалось Сарезское озеро объемом 17 $км^3$ (*Губин*, 1960).

В Бартанг-Пшарской разломной зоне происходят и слабые промежуточные землетрясения, характерные для Памиро-Гиндукушской сейсмофокальной зоны (см. выше).

Сулеймановы горы и Предсулейманов прогиб. Сулеймановы горы образуют западное обрамление Джеламского выступа Индостанской плиты. Перед ними по краю плиты протягивается передовой Предсулейманов прогиб, состоящий из нескольких впадин. Он заполнен новейшими отложениями мощностью в несколько километров.

Сулеймановы горы надвигаются на край Индостанской плиты. С надвигами связаны очаги землетрясений (см. табл. 181).

Таблица 181

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ПРЕДСУЛЕЙМАНОВ ПРОГИБ							
1982	май	1	17 ч. 42 мин.	31.8	71.5	5,5	33
ПЕРЕДОВЫЕ ГОРНЫЕ ЦЕПИ							
1966	февраль	7	23 ч. 07 мин.	30.3	69.9	5,8	11
1966	февраль	7	04 ч. 26 мин.	29.9	69.7	6,0	10
1966	январь	24	07 ч. 23 мин.	29.9	69.7	5,6	26
ТЫЛОВЫЕ ГОРНЫЕ ЦЕПИ							
1966	август	1	19 ч. 10 мин.	30.0	68.9	7,0	—
1966	август	1	21 ч. 03 мин.	30.1	68.6	6,0	33

В передовых Сулеймановых горных цепях происходят катастрофические землетрясения. Примером является катастрофа в 1935 г.

З е м л е т р я с е н и е К в е т т с к о е, 1935 г., 30 мая, 21 ч. 30 мин. Эпицентр в районе гор. Кветта. 29.5° с. ш., 66.7° в. д. М=7,5. Н=10 км. Большие обвалы в горах. Сильные разрушения в городах. Погибли 25 тыс. человек (*Болт,* 1981; *Гир, Шах,* 1988).

В этом районе сильные землетрясения происходили систематически. Так, катастрофическое землетрясение произошло 20 декабря 1892 г.

Эпицентр близ Олд-Чаман, в 70 км северо-западнее Кветты. Оно вызвало сильные разрушения и принесло большой материальный ущерб (*Рихтер,* 1963).

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СФЕРЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ АРАВИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ

Аравийская литосферная плита перемещается на север со скоростью около 5 см в год. Это происходит вследствие раскрытия рифтовых систем Красного моря и Аденского залива. Смещение Аравийской плиты оказывает сильное воздействие на литосферу горных систем и срединных массивов на территориях Западного Пакистана, Южного Афганистана, Ирана, Турции. Сложное перераспределение напряжений в литосфере и перемещение ее блоков по разрывам обусловливают сейсмичность этих территорий. В некоторой степени воздействие Аравийской плиты сказывается даже на сейсмичности горной системы Копетдаг — Кавказ — Крым.

В процессе формирования глобального пояса Тетис между Аравийской и Евразийской плитами возникли жесткие срединные массивы. Под давлением Аравийской плиты они перемещаются в северных направлениях. На границах массивов возникают разломы, по которым происходят сдвиги крупных глыб. Все это обусловливает сейсмичность складчатых горных поясов, расположенных между массивами. Так, Южно-Афганский срединный массив обрамлен с юга Макранской складчатой горной системой, с которой связана обособленная сейсмофокальная зона. Расположенные западнее Лутский и Деште-Кевирский массивы в Центральном Иране обрамлены с юго-запада складчатыми горами Кухбенан и Кухруд, с которыми связана сейсмическая зона. Между Южно-Афганским и Лутским массивами вдоль восточной границы Ирана расположена субмеридиональная зона кулисообразно расположенных хребтов юго-восточного простирания. По их разломам тоже происходят сильные землетрясения. С севера массив Деште-Кевир обрамлен складчатой горной системой Эльбурс, отделяющей массив от Южно-Каспийской депрессии. С горами Эльбурса связана сейсмическая зона.

Северо-восточный край Аравийской плиты опущен. На нем расположен Месопотамский, или Предзагросский, передовой прогиб. Его юго-восточным продолжением является впадина Персидского залива. Параллельно ей в Юго-Западном Иране протягивается мощная складчатая горная система хребтов Загроса. С ними связана сейсмофокаль-



Аравийская литосферная плита и ее горное обрамление

ная зона, обусловленная поддвигом Аравийской плиты.

Западнее — на Малом Кавказе и в Малой Азии — воздействие Аравийской плиты сочетается с воздействием Черноморской микроплиты. В результате литосфера сильно дробится и повышается ее сейсмичность на Малом Кавказе и на севере Малой Азии. Для Малой Азии характерно общее поднятие ее срединных массивов, которые обрамлены с севера складчатой горной системой Понтид, а с юга системой Таврид. Со сдвигами в этих горах связаны сейсмические зоны.

Как уже говорилось, воздействие Аравийской плиты сказывается на движениях литосферных блоков и их сейсмичности в пределах Малого Кавказа. Однако эта горная система составляет одно целое с Большим Кавказом, и ее сейсмичность будет охарактеризована совместно с сейсмичностью Большого Кавказа.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗАПАДНОГО ПАКИСТАНА И ИРАНА

К территориям Западного Пакистана и Ирана приурочены многие сейсмические пояса. Можно выделить следующие сейсмотектонические подразделения. На западе Пакистана и юго-востоке Ирана располагается Белуджистано-Макранский комплекс веерооообразно расходящихся горных хребтов. К ним приурочена сейсмофокальная зона.

Далее, на северо-запад от Ормузского пролива до Северо-Западного Ирана и Азербайджана протягивается система хребтов Загрос и соответствующая ей сейсмофокальная зона. Особая сейсмическая зона связана с системой Хорасанских гор в провинции Хорасан на востоке Ирана. Как уже отмечалось, на севере Ирана расположена складчатая горная система Копетдаг — Эльбурс — Богровдаг с примыкающими к ней сейсмическими зонами. Сейсмичность Копетдага будет охарактеризована ниже (см. часть третью).

Белуджистано-Макранская горная система. Она обрамляет с севера впадину Аравийского моря и Оманского залива. По-видимому, эта впадина находится на глубокопогруженном краю Аравийской плиты, поддвигающейся под Макранские горы.

На востоке Белуджистано-Макранская горная система ограничена субмеридиональным Чаман-Мукурским сдвигом. Он протягивается из района Карачи на берегу моря до района Кабула у Гиндукуша. Западное крыло этого сдвига смещается на юг, надвигаясь на край Аравийской плиты. На западе Белуджистано-Макранская горная система отделена от Загроса Оманским сдвигом.

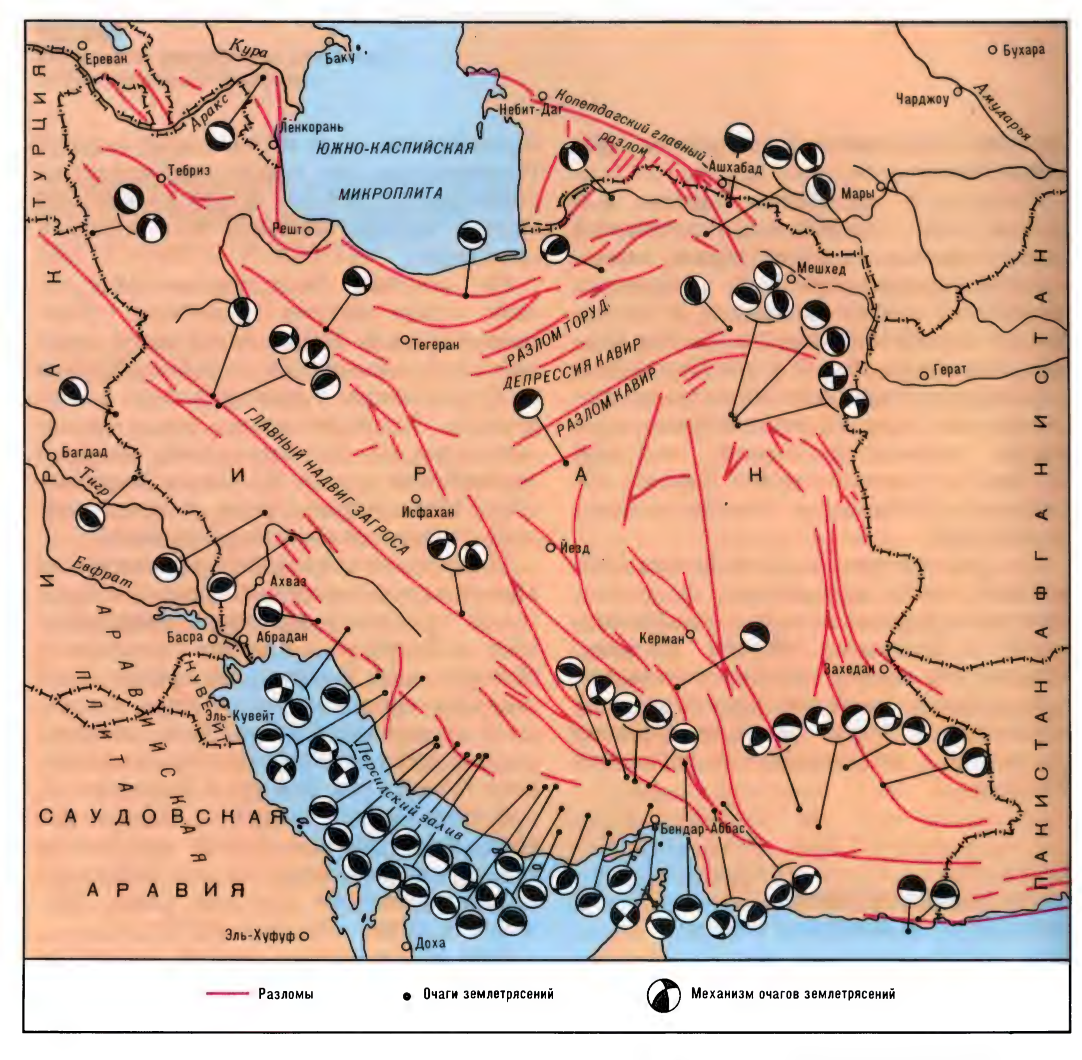
Макранская горная система состоит из Макранского Берегового хребта и береговых хребтов в иранских провинциях Мек и Ларистан. Севернее расположен Центральный Макранский хребет и его западное продолжение — горы в иранской провинции Систан. Еще севернее расположена бессточная депрессия нижнего течения рек Бемпур и Хелильруд.

В поперечном разрезе Макранские горы представляют собой складчатые чешуи, опрокинутые на юг, навстречу поддвигающемуся под них краю Аравийской плиты (*Фолкон,* 1977).

Под Макранскими горами прослеживается сейсмофокальная зона Заварицкого — Беньоффа. К ней приурочены очаги мелкофокусных и промежуточных землетрясений. Эта зона очень полого (угол 10°) наклонена под горы и только в 400 км от берега более круто погружается на северо-восток (см. табл. 182—183).

В очагах землетрясений происходит сжатие литосферы в направлении, перпендикулярном береговой линии Аравийского моря (*Chandra,* 1984).

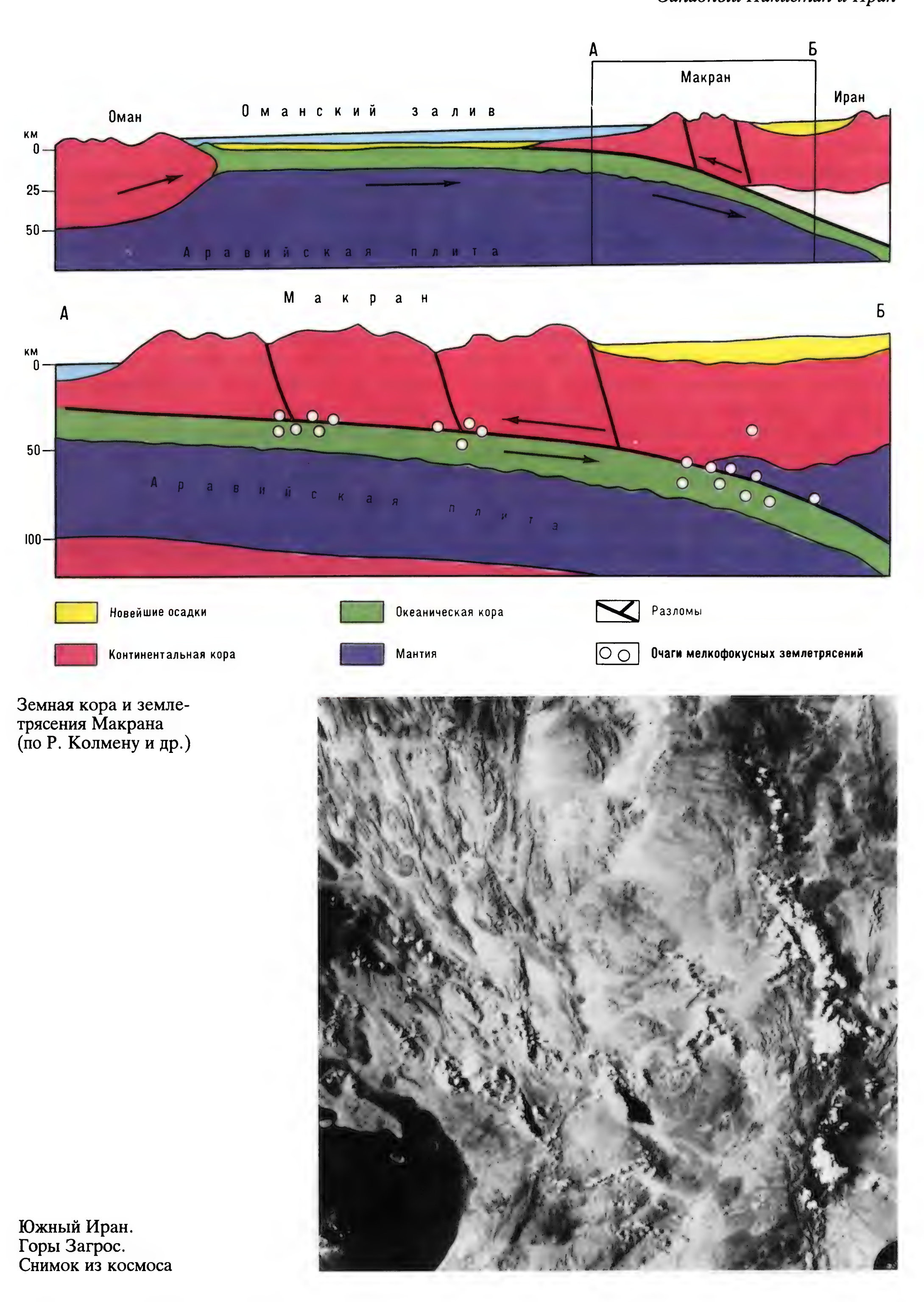
Горная система Загрос. Вдоль Персидского залива и Месопотамского прогиба на 1300 км протягивается складчато-надвиговая система Загрос. Ее ширина достигает 250 км. Загрос разделяется Главным надвигом на широкую внешнюю и более узкую внутреннюю тектонические зоны. Первая представляет собой совокупность длинных широких антиклинальных и синклинальных складок, образующих в плане пологие, выпуклые на юго-запад дуги. Для внешней зоны характерно общее перемещение



Механизм очагов землетрясений Ирана (по U. Chandra)

Таблица 182—183

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ПРИБРЕЖНЫЕ ЧАСТИ АРАВИЙСКОГО МОРЯ							
1984	март	17	12 ч. 27 мин.	24.0	64.8	5,2	3
1972	август	6	01 ч. 12 мин.	25.1	61.2	5,5	22
1972	август	8	19 ч. 09 мин.	25.0	61.1	5,5	41
БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ							
1983	февраль	7	15 ч. 06 мин.	26.6	57.7	5,9	3
ТЫЛОВЫЕ ХРЕБТЫ И ВПАДИНЫ							
1983	апрель	18	10 ч. 59 мин.	27.8	62.1	6,7	61
1968	август	2	13 ч. 30 мин.	27.5	60.9	5,7	61
1969	ноябрь	7	18 ч. 34 мин.	27.6	60.0	6,8	—
1963	май	29	08 ч. 35 мин.	27.0	59.4	5,2	52
1972	ноябрь	17	09 ч. 09 мин.	27.3	59.1	5,4	65
1975	май	17	16 ч. 19 мин.	27.5	57.7	4,9	33
1969	июнь	21	16 ч. 35 мин.	27.4	57.5	5,3	65
1964	декабрь	22	04 ч. 36 мин.	28.2	57.0	5,5	42



Земная кора и землетрясения Макрана (по Р. Колмену и др.)

Южный Иран. Горы Загрос. Снимок из космоса

пород на юго-запад. Эти процессы не затрагивают докембрийский фундамент, который полого погружается на северо-восток согласно с поддвигом Аравийской

плиты под Загрос (*Фолкон*, 1977; *Хаин*, 1984).

Главный надвиг Загроса в северо-западном его продолжении переходит в надвиги Восточного Тавра на территории Малой Азии. Параллельно Главному надвигу протягивается более молодой, так называемый Современный надвиг. Его северо-восточное крыло смещается на юго-восток. В направлении на северо-запад Современный надвиг Загроса переходит в Северную трансформную зону разломов Малой Азии.

Внутренняя тектоническая зона Загроса характерна сильным дроблением литосферы. К северо-востоку от нее параллельно ей протягивается Хамаданская тектоническая зона с очень сложным строением. Она образует переход от складчатых структур Загроса к субплатформенным структурам срединных массивов. От них она отделяется крупными разломами (*Хаин*, 1984).

По простиранию горную систему Загроса и связанные с ней землетрясения можно разделить на юго-восточную и северо-западную части. Они различны.

Вдоль юго-восточной части Загроса протягивается глубокая депрессия Персидского залива. Горная система имеет здесь большую ширину. Она пересекается поперечными Оманским и Катарским глубинными разломами. Система складок образует большую выпуклую на юго-запад дугу. По надвигам в них происходят сильные землетрясения (см. табл. 184).

В юго-восточной половине Загроса происходят катастрофические землетрясения, очаги которых приурочены к надвигам во внешней тектонической зоне.

Землетрясение Ларское, 1960 г., 24 апреля, 12 ч. 14 мин. Эпицентр в районе гор. Лар, в передовых горных хребтах внешней зоны. 27.7° с. ш., 54.5° в. д. M=6,0. H=31 км. Сила 9 баллов. Большое количество афтершоков до 18 мая 1960 г. В Ларе разрушено 75% всех зданий. Погибли 420 человек. Убытки 48 млн долл. (Отчет о Ларском землетрясении. Токио. 1960; *Полякова*, 1982, 1985).

Землетрясение Гхирское,

Таблица 184

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ПРИБРЕЖНАЯ РАВНИНА НА СЕВЕРНОМ БЕРЕГУ ОРМУЗСКОГО ПРОЛИВА							
1977	декабрь	10	05 ч. 46 мин.	27.4	56.6	5,9	—
1977	март	21	21 ч. 19 мин.	27.4	56.5	7,1	2
1977	март	21	22 ч. 42 мин.	27.4	56.5	6,6	—
1977	март	22	11 ч. 57 мин.	27.6	56.5	6,3	—
1977	март	23	23 ч. 51 мин.	27.6	56.5	6,2	—
1983	июль	12	11 ч. 34 мин.	27.2	56.5	6,2	3
1971	декабрь	9	01 ч. 42 мин.	27.2	56.4	5,3	15
1975	март	7	07 ч. 04 мин.	27.5	56.3	5,8	27
1977	апрель	1	13 ч. 36 мин.	56.3	27.3	6,5	—
БЕРЕГОВЫЕ ХРЕБТЫ							
1975	декабрь	24	11 ч. 48 мин.	55.5	27.0	5,5	33
1977	май	15	22 ч. 58 мин.	27.0	55.4	6,0	—
1976	март	16	07 ч. 28 мин.	27.3	55.1	5,4	33
1971	ноябрь	8	03 ч. 06 мин.	27.1	54.6	6,1	36
1982	март	4	11 ч. 39 мин.	27.4	53.2	4,8	32
ВНЕШНЯЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНА							
1978	февраль	11	21 ч. 40 мин.	27.9	55.5	6,0	—
1977	октябрь	19	06 ч. 35 мин.	27.8	55.0	5,9	—
1968	сентябрь	14	13 ч. 48 мин.	28.3	53.1	6,0	—
1972	апрель	10	02 ч. 06 мин.	28.4	52.8	6,1	33
1976	апрель	22	17 ч. 03 мин.	28.7	52.1	6.0	24
ГЛАВНЫЙ НАДВИГ							
1965	июль	21	00 ч. 21 мин.	28.1	55.9	6,0	40
1971	апрель	12	19 ч. 03 мин.	28.3	55.6	6,0	44
1973	ноябрь	11	07 ч. 14 мин.	30.6	52.9	5,5	11

1972 г., 10 апреля, 02 ч. 06 мин. Эпицентр во внешней зоне, в межгорной долине р. Манд, у дер. Гхир. 28.4° с. ш., 52.8° в. д. M=7,1. H=33 км. Сотрясения ощущались на территории 150 тыс. км². Сильные разрушения построек в 100 деревнях на территории 5500 км². Погибли 5400 человек. Ранены 1700 человек. Убытки 8 млн долл. (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Бендер-Аббасское, 1971 г., 8 ноября, 03 ч. 06 мин. Эпицентр во внешней зоне на Оманском поперечном разломе. 27.0° с. ш., 54.5° в. д. M=6,1. H=11 км. Сила 7 баллов. Сильные афтершоки. Большие разрушения (*Поляков,* 1978; *Полякова* 1982, 1985; *Sobouti, Eshghi,* 1978).

Землетрясение Бендер-Аббасское, 1977 г., 21 марта, 21 ч. 19 мин. Эпицентр на Оманском разломе, в 40 км севернее гор. Бендер-Аббас. 27.6° с. ш., 56.3° в. д. M=7,0. H=29 км. Сила 8 баллов. Огромные обвалы в горах. Сильные разрушения построек на территории 550 км². Разрушено 1500 домов. Погибли 167 человек. Ранены 556 человек (*Berberian, Parastamation,* 1977; *Berberian, Navai,* 1977).

В Северо-Западном Загросе происходит общее поднятие всех структур в северо-западном направлении. Так, Месопотамский передовой прогиб выполаживается и с приближением к Восточному Тавру выклинивается. Внешняя тектоническая зона Северо-Западного Загроса надвинута на Месопотамский прогиб. К надвигу приурочены землетрясения. Отдельные сильные толчки происходят в зоне Главного надвига (см. табл. 185).

В очагах землетрясений происходит сильное сжатие литосферы. В Главном надвиге при сжатии в очагах землетрясений происходят и сдвиги по простиранию надвига (*Chandra,* 1984).

В северо-западной части Загроса происходят катастрофические землетрясения.

Землетрясение Дорудское, 1909 г., 23 января, 02 ч. 48 мин. Эпицентр на Главном надвиге, в районе гор. Доруд. 33.5° с. ш., 49.0° в. д. M=7,4. Разрушения построек на территории 4 тыс. км². Разрушено 60 деревень. Погибли около 6 тыс. человек. В разломах произошло исчезновение рек и появление их в других местах (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Кенгаверское, 1957 г., 13 декабря, 01 ч. 45 мин. Эпицентр на Главном надвиге близ гор. Кенгавер. 34.4° с. ш., 47.7° в. д. M=7,3. H=42 км. Разрушения на территории 2800 км². Разрушено 211 деревень. Погибли 1130 человек. Ранены 9 тыс. человек. Афтершоки в течение нескольких месяцев (*Полякова* 1982, 1985).

Землетрясение Фирузабадское, 1958 г., 16 августа, 19 ч. 13 мин. Эпицентр на Главном надвиге, в районе гор. Фирузабад (Нехавенд). 34.4°

Таблица 185

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕСОПОТАМСКИЙ ПРОГИБ							
1967	январь	2	13 ч. 50 мин.	30.6	50.4	5,2	47
1977	апрель	26	16 ч. 25 мин.	32.3	48.9	6,1	—
1966	июль	27	14 ч. 49 мин.	32.6	48.8	5,3	33
1977	июнь	5	04 ч. 45 мин.	32.3	48.1	6,4	—
1967	январь	11	11 ч. 20 мин.	34.1	45.7	5,5	41
ПЕРЕДОВЫЕ ХРЕБТЫ ВНЕШНЕЙ ЗОНЫ							
1977	апрель	6	13 ч. 36 мин.	31.6	50.6	6,3	—
1978	декабрь	14	07 ч. 05 мин.	31.6	49.7	6,4	—
1973	март	12	13 ч. 21 мин.	32.1	49.3	4,9	62
ГЛАВНЫЙ НАДВИГ							
1957	декабрь	13	01 ч. 45 мин.	34.4	47.7	7,2	40
1963	март	24	12 ч. 44 мин.	34.3	47.8	5,3	10

с. ш., 47.9° в. д. Разрушения на территории 1100 км^2. Образование разломов до 20 км длиной. Разрушено 110 деревень. Погибли 192 человека (*Ambraseys, Moinfar,* 1974).

Землетрясение Кенгаверское, 1963 г., 24 марта, 12 ч. 44 мин. Эпицентр на Главном надвиге в районе Кенгавера. 34.4° с. ш., 47.8° в. д. М=7,2. Н=42 км. Разрушено 5 тыс. домов. Погибли 1130 человек. Ранены 100 человек (*Ambraseys, Moinfar,* 1974).

Землетрясение Нагханское, 1972 г., 6 апреля, 16 ч. 36 мин. Эпицентр во внешней тектонической зоне Загроса в хр. Кухе-Сефид. 31.5° с. ш., 50.5° в. д. М=6,2. Н=30 км. Сила 8 баллов. Разрушения на площади 150 км^2. Разрушено 2100 домов. Погибли 248 человек. Ранены 200 человек (*Berberian, Navai,* 1977).

Горная система Кухруд — Кухбенан. Юго-восточная половина Загроса сопровождается с северо-восточной стороны параллельными ему хребтами Кухруд и Кухбенан. Они протягиваются на 1 тыс. км при ширине системы до 150—200 км. Вдоль хребтов расположен узкий Исфахан-Сейдабадский прогиб. По продольным и поперечным разломам этих хребтов происходят землетрясения (см. табл. 186).

В очагах землетрясений происходят сдвиги в юго-восточном направлении. В горной системе Кухруд — Кухбенан происходят катастрофические землетрясения.

Землетрясение Боб-Тенгольское, 1977 г., 19 декабря, 23 ч. 34 мин. Эпицентр в хр. Кухбенан. 30.8° с. ш., 56.5° в. д. М=5,8. Н=31 км. Сила 7 баллов. Афтершоки до апреля 1978 г. Возникновение разломов на местности. Разрушено 5 деревень. Погибли 550 человек. Ранены 250 человек (*Berberian et al.,* 1979).

Землетрясение Керманское, 1981 г., 28 июля, 17 ч. 22 мин. Эпицентр в горной цепи Иезд — Керман, в 65 км восточнее гор. Кермана. 30.0° с. ш., 57.9° в. д. М=7,2. Н=13 км. Землетрясение охватило обширный район. Сильные разрушения деревень. Погибла 1 тыс. человек (сообщения печати).

Хорасанские горные хребты. Вдоль Иранско-Афганской границы в провинции Хорасан с юга на север протягивается система диагонально ориентированных (на юго-восток) хребтов: Пеленган, Багеран, Баран, Моменабад, Эщдегерух, Келат, Кайен, Бахерз, Шахан. Они развились на разломах, возникших при относительном смещении на север Лутского срединного массива по сравнению с Южно-Афганским массивом. По разломам происходят землетрясения (см. табл. 187).

В очагах землетрясений происходят сдвиговые деформации литосферы в условиях ее сильного сжатия. В Хорасанских горах систематически происходят катастрофические землетрясения.

Землетрясение Мохаммедабадское, 1941 г., 16 февраля, 16 ч.

Таблица 186

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*М*	*Н, км*
1981	июль	28	17 ч. 22 мин.	30.0	57.9	7,2	13
1981	июнь	11	01 ч. 24 мин.	29.7	57.7	7,0	3
1977	декабрь	19	23 ч. 34 мин.	30.8	56.5	6,1	—

Таблица 187

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*М*	*Н, км*
1978	сентябрь	16	15 ч. 36 мин.	33.2	57.5	7,4	—
1976	ноябрь	7	04 ч. 00 мин.	33.6	59.3	6,5	—
1968	сентябрь	1	07 ч. 27 мин.	34.0	58.2	6,4	15
1968	август	31	10 ч. 47 мин.	34.0	59.0	6,0	13
1968	сентябрь	4	23 ч. 24 мин.	34.0	58.2	5,4	15
1968	август	31	10 ч. 48 мин.	34.4	59.1	7,4	—
1971	май	26	02 ч. 41 мин.	35.5	58.2	5,4	26

39 мин. Эпицентр у западного подножия хр. Келат, в районе пос. Мохаммедабада. 33.8° с. ш., 59.0° в. д. M=6,3. Сила 11 баллов. В эпицентральной зоне разрушено 2500 домов. Погибли 640 человек (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Келатское, 1947 г., 23 сентября, 12 ч. 28 мин. Эпицентр в хр. Келат. 33.3° с. ш., 58.7° в. д. M=6,8. Разрушения домов в деревнях. Погибли 570 человек (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Дежте-Байзасское, 1968 г., 31 августа, 10 ч. 47 мин. Эпицентр у дер. Дежте-Байзас в хр. Келат. 34.0° с. ш., 58.8° в. д. M=7,5. H=13 км. Сотрясения ощущались на территории 400 тыс. км^2. Разрушено 240 деревень. В долине р. Ниблук возникли разломы, пересекшие несколько деревень и сместившие на десятки сантиметров стены и части домов. Полное разрушение гор. Кахк с его уникальными архитектурными памятниками. Прорыв воды из городского водохранилища, в результате чего погибли 4500 человек. Всего погибли 12 тыс. человек. Ущерб 12 млн долл. (*Bubnov,* 1968; *Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Тебесское, 1978 г., 16 сентября, 15 ч. 35 мин. Эпицентр в предгорье Эщдегеркух, близ гор. Тебес. 33.2° с. ш., 57.5° в. д. M=7,7. H=33 км. Сила 9 баллов. Площадь, охваченная сотрясениями, 1 130 тыс. км^2. Сильные разрушения построек на площади 6 тыс. км^2. Разломы на поверхности земли. Разрушен Тебес и 90 деревень. Разрушено 1500 домов и 30 оросительных каналов. Погибли 15 тыс. человек (*Berberian,* 1978; *Полякова,* 1982, 1985).

Северная часть Ирана занята складчатыми горными системами Копетдаг, Аладаг, Эльбурс, Богровдаг. **Эльбурс** занимает в них центральное положение. Он огибает выпуклой на юг дугой Южно-Каспийскую депрессию с ее глубокопогруженной литосферной микроплитой. Длина Эльбурса 1200 км, ширина 120 км. С севера он ограничен продольным надвигом, по которому складчатые сооружения надвинуты на край Южно-Каспийской депрессии. С юга его горы ограничены кулисообразными разломами: Торуд, Гармеар, Рей, Телеган, Муша, Айпек, Казвин. По оси Эльбурса протягивается Кандаванский надвиг. В целом Эльбурс представляет собой складчатую веерообразную систему, внешние структуры которой надвинуты на северные и южные ее борта. С разломами Эльбурса связаны землетрясения (см. табл. 188).

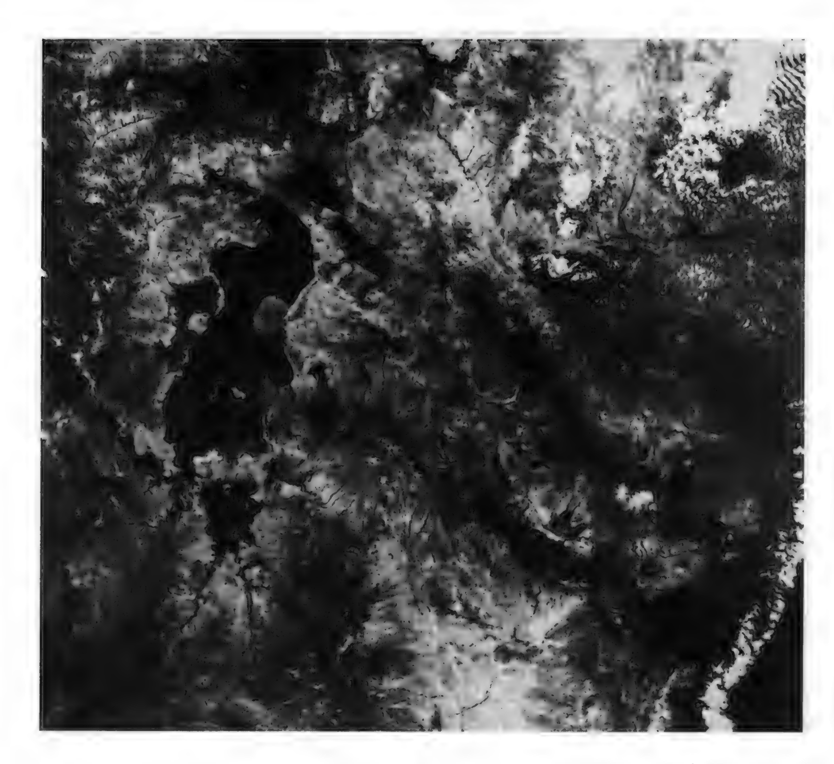
В очагах землетрясений происходят сдвиговые деформации в условиях сильного сжатия литосферы (*Berberian,* 1983). С разломами Эльбурса связаны катастрофические землетрясения.

Землетрясение Шахи, 1935 г., 11 апреля, 23 ч. 14 мин. Эпицентр на северном пограничном надвиге Эльбурса у гор. Шахи. 36.3° с. ш., 53.5° в. д. M=6,8. H=14 км. Разрушение деревень. Погибли 690 человек (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Торудское, 1953 г., 12 февраля, 08 ч. 15 мин. Эпицентр на субширотном разломе Торуд, в северной части массива Деште-Кевир, близ гор. Торуд. 35.4° с. ш., 55.1° в. д. M=6,7. H=13 км. Сильные разрушения в Торуде и его окрестностях. Разрушено 10 деревень — 1800 домов.

Таблица 188

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
ГОРЫ ЭЛЬБУРСА							
1971	февраль	14	16 ч. 27 мин.	36.6	55.6	5,2	39
1957	июль	2	00 ч. 42 мин.	36.1	52.7	7,3	10
1983	март	26	04 ч. 22 мин.	36.4	52.2	5,7	33
1983	июль	22	02 ч. 41 мин.	36.7	49.2	6,4	33
РАЗЛОМЫ ЮЖНЕЕ ЭЛЬБУРСА							
1953	февраль	12	08 ч. 15 мин.	35.4	55.1	6,7	13
1962	сентябрь	1	19 ч. 20 мин.	35.6	49.9	7,2	27



Северо-Западный Иран. Впадина озера Урмия. Снимок из космоса

Погибли 979 человек (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Сангечальское, 1957 г., 2 июля, 00 ч. 42 мин. Эпицентр на северном пограничном надвиге. 36.2° с. ш., 52.7° в. д. M=7,4. H=14 км. Большие оползни и обвалы в горах. В долине р. Хораз обвал объемом 10 тыс. м^3. Разрушение деревень. Погибли 1200 человек (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Баин-Зара, 1962 г., 1 сентября, 19 ч. 20 мин. Эпицентр на разломе Айпек в северо-западном углу массива Деште-Кевир у пос. Баин-Зара. 35.6° с. ш., 49.8° в. д. M=7,2. H=21 км. Площадь, охваченная сотрясениями, 230 тыс. км^2. Возникновение разломов суммарной длиной 109 км. Более 1800 афтершоков. Сильные обвалы в горах. Исчезновение рек и появление их в других местах. Разрушено 324 деревни — 21 310 домов. Погибли 12 310 человек. Ранены 2776 человек (*Ambraseys,* 1963; *Brown,* 1963; *Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Гилянское (Эльбурс), 1990 г., 20 июня, 21 ч. 00 м. Эпицентр в провинции Гилян, в р-не гор. Решт. 39.93° с.ш.; 44.50°в.д.; M=7,1; H=3 км. Сила 9 баллов. Площадь, охваченная сильными сотрясениями, 11 000 км^2. Многочисленные афтершоки с M=5,1—6,1. Массовые разрушения в одиннадцати городах и в полутора тысячах деревень. Погибли 40 тыс. человек. Ранены около 200 тыс. человек. Остались без крова около 1 млн человек (сообщения печати; Оперативный сейсмологический бюллетень ОМЭ ИФЗ АН СССР).

Горы Северо-Западного Ирана. Складчатые и разломные структуры разветвляются на западе и переходят в горные хребты Северо-Западного Ирана. Здесь находится сводовое поднятие, обусловленное воздействием поддвига северного выступа Аравийской плиты. Это выражено в конфигурации структур Малокавказско-Иранского синтаксиса — дугообразные очертания горных хребтов в плане. Хребты имеют высокие вершины. Некоторые из них представляют собой вулканы. На западе расположена большая неоген-четвертичная депрессия с оз. Урмия. С разломами гор связаны сильные землетрясения. Они сосредоточены во впадине с оз. Урмия, в Тебризе, в хр. Богровдаг, а также близ Казвина (*Mohajer, Pierce,* 1963).

Землетрясение Шахпур (Салман), 1980 г., 6 мая, 23 ч. 34 мин. Эпицентр близ гор. Шахпур в долине Салман, близ северо-западного конца оз.

Урмия. 38.3° с. ш., 44.5° в. д. М=7,4. Форшок с М=5,4 предварил главный толчок 6 мая в 07 ч. 03 м. Сильный афтершок через два дня после главного землетрясения. Разломы на поверхности земли длиной до 20 км. Катастрофические разрушения 60 деревень. Погибли 2514 человек (*Tchalenko, Berberian,* 1974; *Tchalenko,* 1975).

В районе Тебриза и Ардебиля сильные землетрясения с разрушением Тебриза происходили в 1721, 1727, 1780, 1844, 1936 гг.

Землетрясение Богровдагское, 1978 г., 4 ноября, 15 ч. 22 мин. Эпицентр у восточного подножия Богровдага. 37.67° с. ш., 48.9° в. д. М=6,1. Н=34 км. Разрушено 20 деревень вдоль Талышского разлома (сообщения печати).

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МАЛОЙ АЗИИ

При сближении Аравийской и Евразийской литосферных плит происходит дробление их краевых зон с обособлением Малоазиатской, Черноморской и Эгейской микроплит (*Kasapoglu, Toksoz,* 1983).

Под давлением северного выступа Аравийской плиты Малоазиатская оттесняется к западу и оказывает воздействие на Эгейскую. Это движение со скоростью 1—1,5 см в год происходит вдоль северной трансформной сдвиговой зоны, в которой происходят сильные поверхностные землетрясения. Общая амплитуда сдвига южного крыла зоны на запад достигает 400 км. Зона протягивается по складчатому поясу Понтид параллельно берегу Черного моря на расстоянии 120—200 км от него и прослеживается на 1 тыс. км с востока на запад — от района севернее тектонической впадины оз. Ван (43° в. д.) до Мраморного моря (29° в. д.) (*Dewey,* 1976).

Вторая активная зона сдвигов отделяет Малоазиатскую микроплиту от Аравийской на юго-востоке Малой Азии. Она протягивается на 800 км из района впадины оз. Ван на юго-запад — к заливу Искандерон в Средиземном море. В этой зоне северные крылья сдвигов смещаются на северо-запад со скоростью 20 см в год. Здесь происходят сильные землетрясения.

Кроме этих двух пограничных сдвиговых зон в Малоазиатской плите имеется много менее крупных разломов, ответвляющихся от сдвиговых зон. С ними тоже связаны очаги поверхностных землетрясений.

Западная часть Малой Азии представляет собой восточную часть Эгейской микроплиты, образующую Мендересский массив. Граница между Малоазиатской и Эгейской микроплитами проходит от залива Анталья на Средиземном море, западнее озер Бейшехир и Эгридир к восточной части Мраморного моря. С этой границей связаны многочисленные землетрясения.

Итак, землетрясения Малой Азии можно подразделить на три группы: землетрясения северной трансформной зоны, юго-восточной трансформной зоны, западной окраины Малой Азии.

В Малой Азии сильные землетрясения происходят в среднем один раз в 13 месяцев. Только в XX в. от землетрясений в Малой Азии было разрушено около 500 тыс. домов, погибли тысячи жителей.

Северная зона трансформных разломов образована тремя сдвигами, кулисообразно наращивающими друг друга с востока на запад. Это сдвиги: Эрзинджан, Варто-Инеболо, Северо-Анатолийский. Они отделяют Внутренние Понтиды (на юге) от Внешних Понтид (на севере). Со сдвигами и осложняющими их разломами связаны мелкофокусные землетрясения (см. табл. 189).

В северной трансформной зоне происходят катастрофические землетрясения. На восточном фланге северной трансформной зоны — в разломе Эрзинджан — катастрофические землетрясения происходят систематически. Примером служат катастрофы в 1909, 1939, 1983 гг.

Землетрясение Ендересское, 1909 г., 9 февраля, 11 ч. 24 мин. Эпицентр в разломе Эрзинджан у хр. Бердига. 40.1° с. ш., 38.0° в. д. М=6,3. Сила 10 баллов. Разрушения в деревнях Ендерес, Сара, Карахиссар (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Эрзинджанское, 1939 г., 26 декабря, 23 ч. 57

мин. Эпицентр близ гор. Эрзинджана. 39.7° с. ш., 39.7° в. д. M=8,0. H=10 км. Возникновение разломов длиной до 340 км со сдвигом в несколько метров. Катастрофические разрушения на территории 8400 км^2, вытянутой вдоль разлома на 280 км. Сильные разрушения в Эрзинджане, Сивасе, Токате, Кемаше, Гирасуне, Амасии, Орду, Самсуне, Трабзоне, Тунджели, Иозгате. Землетрясение ощущалось на о. Кипр — в 600 км от эпицентра. Всего разрушено 15 городов и 90 деревень (30 тыс. зданий). Погибли 32 700 человек. Ранены 20 тыс. человек. В Эрзинджане погибло 80% населения (*Полякова*, 1982, 1985; *Карапетян,* 1986; *Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение Чахырбаба, 1983 г., 30 октября, 04 ч. 12 мин. Эпицентр в хр. Чахырбаба, между городами Карс и Эрзурум. 40.46° с. ш., 42.14° в. д. M=6,9. H=3 км. Сила 7 баллов. Афтершоки 30 октября в 08 ч. 14 мин. (M=5,0), в 12 ч. 40 мин. (M=5,9), в 13 ч. 48 мин. (M=5,0). Сильные разрушения на территории 100 км^2. Разрушено 60 деревень. Погибли 1230 человек. Ранены 500 человек. Остались без крова 23 тыс. человек (*Полякова,* 1982, 1985; *Карапетян,* 1986).

Северо-Анатолийский разлом образует западный фланг северной трансформной зоны. На западе он разветвляется и охватывает берега Мраморного моря. В системе Северо-Анатолийских разломов довольно часто происходят катастрофические землетрясения.

Землетрясение Адапазары, 1943 г., 20 января, 15 ч. 32 мин. Эпицентр близ г. Адапазары в долине р. Сакарья. 40.8° с. ш., 30.5° в. д. M=6,5. Сильные сотрясения и разрушения зданий в Адапазаре и Стамбуле. Погибли около 300 человек. Многочисленные афтершоки (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Самсунское, 1943 г., 26 ноября, 22 ч. 20 мин. Эпицентр в провинции Самсун. 41.0° с. ш., 34.0° в. д. M=7,3. H=14 км. Сила 10 баллов. Образование разломов общей длиной 280 км. Смещения блоков до 1,1 м. Разрушения в городах Амасья, Эрбаа, Токат, Чорум. Погибли 4020 человек (*Полякова,* 1982, 1985; *Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение Карабюкское, 1944 г., 1 февраля, 03 ч. 22 мин. Эпицентр южнее гор. Карабюк. 41.4° с. ш., 32.4° в. д. M=7,3. H=27 км. Площадь с сильными разрушениями зданий, с разломами на поверхности земли протянулась вдоль разлома на 190 км. Разрушения в городах Бейпазары, Ягунпелите, Гюдюле и др. Разрушено 50 тыс. домов. Погибли 2790 человек (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Ишикское, 1951 г., 13 августа, 18 ч. 33 мин. Эпицентр близ г. Ишик (2015 м) в южном крыле разлома. 40.9° с. ш., 32.9° в. д. M=6,8. H=10 км. Сильные разрушения (*Карапетян,* 1986).

Землетрясение Болу, 1957 г., 26 мая., 06 ч. 33 мин. Эпицентр у подножия хр. Болу. 40.7° с. ш., 31.2° в. д. M=7,2. H=10 км. Появление разломов до 40 км длиной со сдвигами по ним. Афтершоки: 26 мая (M=6,3), 27 мая

Таблица 189

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
СДВИГ ЭРЗИНДЖАН							
1983	октябрь	30	04 ч. 12 мин.	40.4	42.1	6,9	3
СДВИГ СЕВЕРО-АНАТОЛИЙСКИЙ							
1977	октябрь	5	05 ч. 35 мин.	41.1	33.5	5,8	—
1968	сентябрь	3	08 ч. 20 мин.	41.8	32.4	—	5
1967	июль	22	16 ч. 57 мин.	40.9	30.8	6,8	33
1967	июль	30	01 ч. 31 мин.	40.7	30.5	—	18
МРАМОРНОЕ МОРЕ							
1964	октябрь	6	14 ч. 31 мин.	40.7	28.2	6,8	—
1983	июль	5	12 ч. 01 мин.	40.4	27.2	6,3	35

(М=6,1), 1 июня (М=5,7), 2 июня (М=5,7). Разрушено 5 тыс. домов. Погибли 52 человека. Ранены 100 человек (*Полякова,* 1985; *Карапетян,* 1986).

Землетрясение Западно-Анатолийское, 1967 г., 22 июля, 16 ч. 56 мин. Эпицентр у хр. Болу. 40.7° с. ш., 30.7° в. д. М=7,1. Н=4 км. Сотрясения на территории 450 тыс. км^2. Многочисленные афтершоки. Разломы на местности. Разрушено более 5 тыс. домов. Погибли 86 человек. Ранены 332 человека (*Полякова*, 1982, 1985; *Карапетян,* 1986).

Юго-восточная зона трансформных разломов отделяет Малоазиатскую микроплиту от Аравийской. В ее разломах северные блоки смещены на запад, вследствие чего происходят сильные мелкофокусные землетрясения. Трансформная зона протягивается вдоль хребтов Эргани, Малатья, Аманус (на западном берегу залива Искандерон) (см. табл. 190).

В юго-восточной трансформной зоне Малой Азии происходят катастрофические землетрясения.

Тектоническая депрессия оз. Ван находится на сочленении иранских и малоазиатских складчатых структур — Загроса и Восточного Тавра. В депрессии происходят катастрофические землетрясения.

Землетрясение Сюпханское, 1903 г., 28 апреля, 23 ч. 46 мин. Эпицентр на западном побережье оз. Ван, у г. Сюпхан. 39.1° с. ш., 42.5° в. д. М=6,3. Афтершоки 9 и 12 мая 1903 г. Сильные разрушения в гор. Малазгирт и др. Погибли 2200 человек (*Полякова,* 1982, 1985).

Землетрясение Чалдыранское (Ванское), 1976 г., 24 ноября, 12 ч. 22 мин. Эпицентр у хр. Котур близ гор. Чалдыран, в провинции Ван. 39.1° с. ш., 44.0° в. д. М=7,5. Н=36 км. Сила 9 баллов. Более 230 афтершоков. Возникновение разломов юго-восточного простирания длиной до 53 км со сдвигами по ним северных крыльев на восток. Сильные разрушения гор. Мурадие и 200 деревень. Разрушено 12 тыс. домов. Погибли 5 тыс. человек. Ранены 497 человек (*Tocsoz et al.,* 1977; *Баграмян и др.,* 1980; *Карапетян,* 1986; *Горбунова, Мкртчян,* 1988).

По сдвигам, протянувшимся между складчатыми сооружениями Восточного Тавра (хребты Мардин, Эргани, Малатья) и Кыршехирским срединным массивом, происходят катастрофические землетрясения.

Землетрясение Варто, 1966 г., 19 августа, 12 ч. 22 мин. Эпицентр в 40 км от гор. Варто. 39.5° с. ш., 41.2° в. д. М=7,1. Н=33 км. Сила 9 баллов. Сильные афтершоки 20 августа в 11 ч. 59 мин. (М=6,2), в 12 ч. 01 мин. (М=6,2). Сотрясения охватили территорию в 300 тыс. км^2. Разрушено 19 тыс. домов. Погибли 2520 человек. Ранены 1370 человек (*Полякова,* 1985; *Карапетян,* 1986).

Землетрясение Бингельское, 1971 г., 22 мая, 16 ч. 44 мин. Эпицентр севернее гор. Бингель. 39.1° с. ш., 40.5° в. д. М=6,8. Н=3 км. Возникновение разломов в Гейнюксуйской долине длиной 75 км. Смещение северных крыльев в сдвигах. Суммарная величина смещения до 15 км. Сильные разрушения в Бингеле и Генче. Разрушено 90% домов. Погибли 755 человек (*Seymen, Aydin,* 1972; *Полякова,* 1982, 1985; *Карапетян,* 1986).

Таблица 190

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ВПАДИНА ОЗ. ВАН							
1977	май	26	01 ч. 35 мин.	38.9	44.4	5,9	—
1976	ноябрь	24	12 ч. 22 мин.	39.1	44.0	7,5	—
ЗОНА ВДОЛЬ ВОСТОЧНОГО ТАВРА							
1966	август	19	12 ч. 22 мин.	39.1	41.6	6,8	—
1966	август	20	11 ч. 59 мин.	39.4	40.9	6,0	—
1967	июль	26	18 ч. 53 мин.	39.5	40.4	—	30

Таблица 191

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1971	май	12	06 ч. 25 мин.	37.8	29.8	6,3	—
1970	март	28	21 ч. 02 мин.	39.2	29.3	7,2	—
1983	октябрь	21	20 ч. 35 мин.	29.3	40.3	5,9	38
1969	январь	14	23 ч. 12 мин.	36.1	29.2	—	22
1969	март	23	21 ч. 09 мин.	39.4	28.5	6,2	15
1959	март	25	13 ч. 21 мин.	39.2	28.4	—	37
1969	март	28	01 ч. 48 мин.	38.6	28.4	6,8	—

От сдвигов юго-восточной трансформной зоны ответвляются разломы на северо-запад. Одни из них оконтуривают Кыршехирский срединный массив с запада, отделяя его от тектонической депрессии оз. Туз. Здесь происходят сильные землетрясения.

Землетрясение Каманское, 1938 г., 19 апреля, 10 ч. 59 мин. Эпицентр у пос. Каман на разломе северо-восточнее оз. Туз. 39.4° с. ш., 33.8° в. д. M=6,8. H=12 км. Сила 9 баллов. Погибли 155 человек. Образование сбросов длиной 14 км (*Полякова*, 1982, 1985; *Nelson, Ganse,* 1980).

Западная зона трансформных разломов. Западная окраина Малой Азии имеет сложное геологическое строение. Здесь стыкуются Малоазиатская и Энейская микроплиты. В тектоническом отношении это приподнятый Мендересский массив, разбитый сетью разломов. С ними и с разломной западной границей Малоазиатской плиты связаны сильные землетрясения (см. табл. 191).

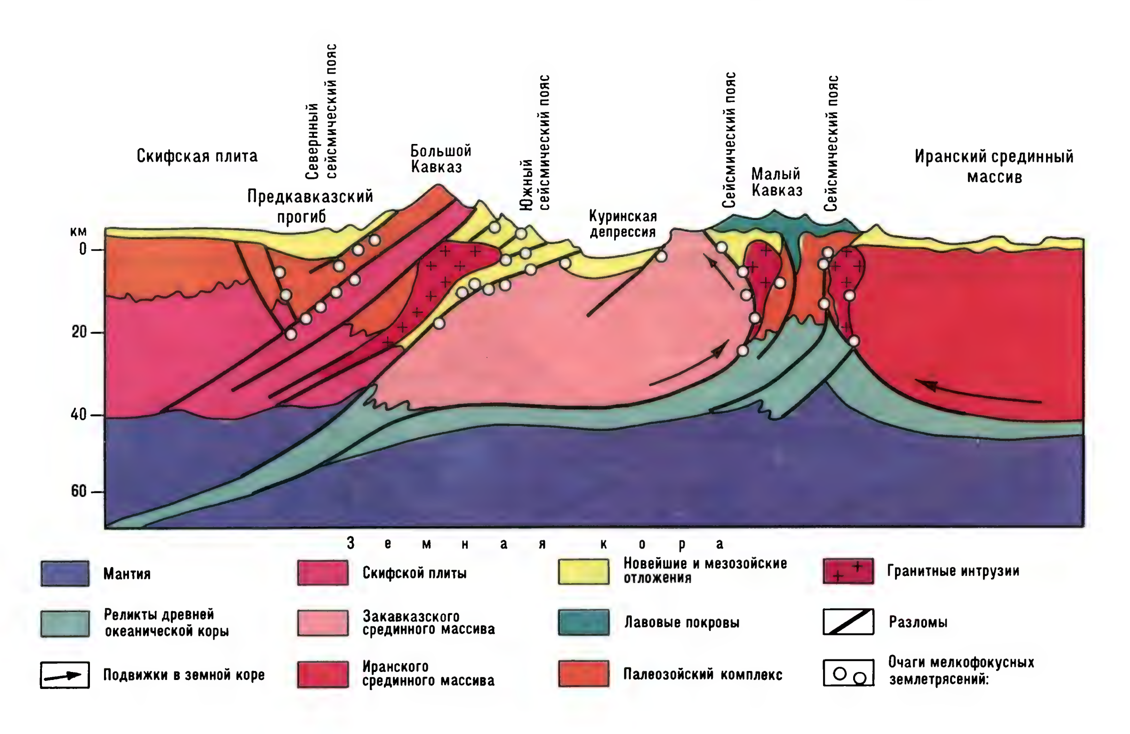
Иногда на западной окраине Малой Азии происходят катастрофические землетрясения.

Землетрясение Гедизское, 1970 г., 28 марта, 21 ч. 02 мин. Эпицентр на разломной границе Мендересского срединного массива близ гор. Гедиз. 39.2° с. ш., 29.3° в. д. M=7,3. H=20 км. Сила 7 баллов. Появление разрывов на поверхности земли. Возникновение горячих источников. Сильные разрушения городов Гедиз, Эмет, Симав и др. Многочисленные афтершоки. Разрушено 9380 домов. Погибли 1086 человек (*Grabert,* 1971).

Часть третья

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КОПЕТДАГСКО-КАВКАЗСКО-КРЫМСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

Копетдагско-Кавказско-Крымская горная страна протягивается в северо-западном направлении на 2200 км. Она подразделяется на крупные складчато-глыбовые структуры: Копетдаг, Апшеронский порог, Большой Кавказ, Горный Крым. С юга к Большому Кавказу примыкает Малый Кавказ.



Схематический разрез земной коры Кавказа (по В. Е. Хаину, с изменениями)

С северной стороны складчатые структуры сопровождаются краевыми прогибами: Предкопетдагским, Дивичино-Махачкалинским, Каспийско-Терским, Индоло-Кубанским. Прогибы сочленяются со складчатыми поясами по разломным зонам с очагами мелкофокусных землетрясений.

С южной стороны описываемые складчатые пояса сопровождаются межгорными впадинами: Кучанской, Куринской, Рионской. С их границами тоже связаны очаги землетрясений.

Малый Кавказ, как отмечалось выше, находится в сфере влияния движений Аравийской литосферной плиты, но его развитие тесно связано с развитием Большого Кавказа. Поэтому его землетрясения описываются в данной части.

Итак, Копетдагско-Кавказско-Крымская горная система представляет собой совокупность складчато-блоковых новейших тектонических структур. По ее разломам происходят интенсивные мелкофокусные землетрясения.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КОПЕТДАГА

Складчато-блоковое горное сооружение Копетдага протягивается на 650 км от Бадхыза до юго-восточных берегов Каспийского моря. Северо-западный отрог Копетдага в районе Кизыл-Арвата и Казанджика получает дальнейшее продолжение в структурах Малого и Большого Балханов. Еще дальше на северо-запад, на берегу Каспийского моря, находится Красноводское плато.

С юга Копетдаг ограничен межгорной депрессией Кучанского прогиба с долинами рек Кешефруд и Атрек. Этот прогиб характерен сильными землетрясениями, эпицентры которых образуют местный сейсмический пояс. Другой сейсмический пояс находится на северной разломной зоне, отделяющей Копетдаг от Предкопетдагского прогиба.

Структуры Малого и Большого Балханов и Красноводского плато сейсмичны и образуют обособленный сейсмический район.

Кучанский межгорный прогиб. Молодой продольный Кучанский межгорный прогиб отделяет Копетдаг от расположенных южнее хребтов Аладаг, Шах-Джехан, Биналуд. К бортам прогиба приурочены землетрясения. Они обусловлены подвижками блоков, осложняющими поддвиг Туранской микроплиты под Копетдаг (см. табл. 192).

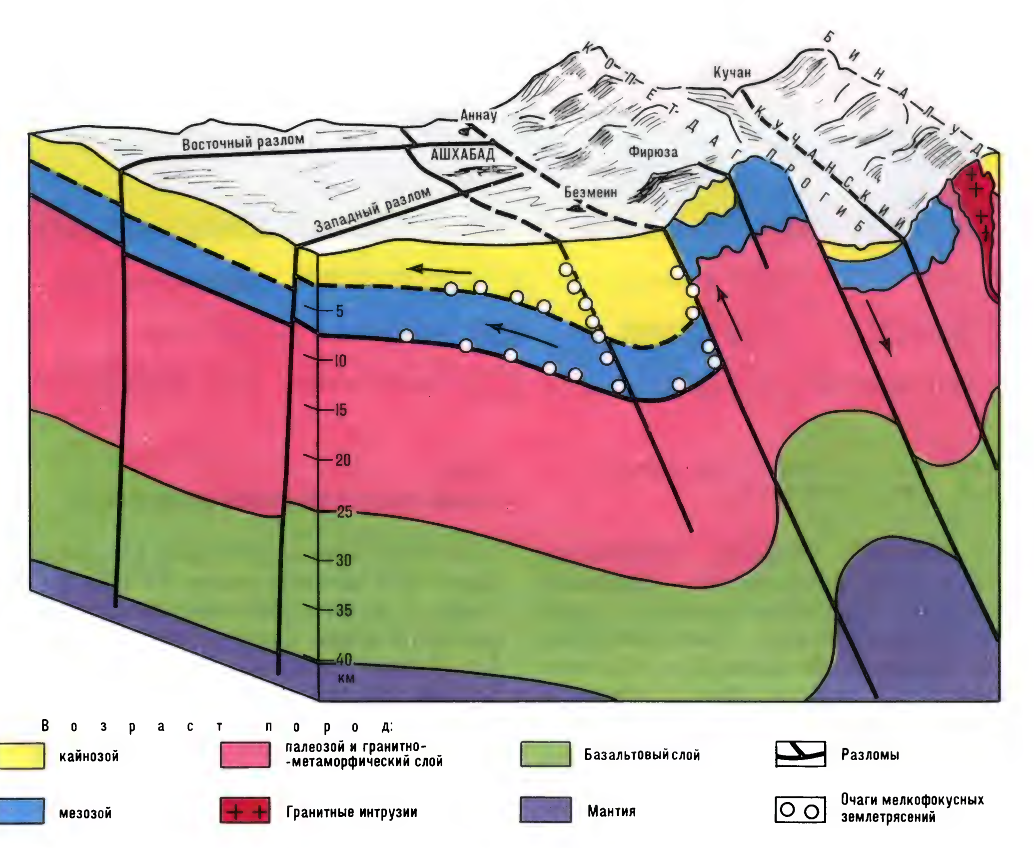
Блок-диаграмма строения Кучано-Ашхабадского сейсмического района (по К. А. Резанову и др., с изменениями)

В Кучанском межгорном прогибе происходят сильные землетрясения.

З е м л е т р я с е н и е К у ч а н с к о е, 1893 г., 17 ноября, 15 ч. 06 мин. Эпицентр близ гор. Кучан (Северный Иран). 37.2° с. ш., 58.4° в. д. M=6,6. H=11 км. Сила 9—10 баллов. Большое количество афтершоков. Сильные разрушения зданий в Кучане и его окрестностях. Погибли 18 тыс. человек и 30 тыс. голов скота. Обвалы в горах. Разломы на поверхности земли. Плейстосейстовая область 1500 км^2. Общая площадь, затронутая землетрясением, 150 тыс. км^2 (*Цимбаленко,* 1899; *Голинский,* 1977).

З е м л е т р я с е н и е К у ч а н с к о е, 1895 г., 17 января, 07 ч. 00 мин. Эпицентр у гор. Кучан. 37.2° с. ш., 58.4° в. д. M=6,0. H=7 км. Сила 9 баллов. Сильные разрушения зданий. Погибли 8 тыс. человек (*Мушкетов,* 1899; *Рустанович,* 1967).

З е м л е т р я с е н и е Г е р м а б с к о е (Г и ф а н с к о е), 1929 г., 1 мая, 15 ч. 37 мин. Эпицентр в долине р. Шири-



ней у гор. Гифан. 37.8° с. ш., 57.7° в. д. M=7,2. H=21 км. Сила 9 баллов. Афтершоки до конца 1933 г. В Северном Иране разрушено 90 деревень. Погибли 5803 человека. Ранены 1150 человек. В Туркменистане разрушено 57 деревень. Погибли 32 человека. В Ашхабаде сила землетрясения 7 баллов. Разрушено 187 зданий. Землетрясение ощущалось на территории 520 тыс. км² (от Красноводска до Чарджоу) (*Tchalenko,* 1975; *Голинский,* 1977; *Полякова,* 1985; *Горшков,* 1985).

Землетрясение Мераветепеское, 1970 г., 30 июля, 00 ч. 52 мин. Эпицентр в западном конце Кучанского прогиба, у пос. Мераветепе на р. Атрек. 37.8° с. ш., 56.00° в. д. M=6,7. H=25 км. Сила 8 баллов. В Северном Иране в 108 деревнях разрушено 5105 домов. Погибли 176 человек. Ранены 483 человека. Повышенная сейсмичность наблюдалась 8 последующих лет. Землетрясение ощущалось от Каспийского моря до гор. Мешхед (*Полякова,* 1985).

Северная разломная зона. Копетдаг ограничен северной разломной зоной — Передовым разломом. По нему происходит сдвиг и поддвиг Туранской микроплиты под Копетдаг. Зона протягивается на 500 км от долины р. Теджен на востоке до хр. Малый Балхан на западе. Ее продольные разломы осложнены поперечными и диагональными. На пересечениях разломов расположены очаги землетрясений. Ежегодно здесь происходит около тысячи слабых толчков. Реже случаются катастрофические землетрясения. В северной разломной зоне Копетдага преобладают землетрясения с глубинами очагов от 11 до 20 км (49%). Землетрясения с глубинами очагов до 10 км составляют 35%, от 21 до 40 км — 13, от 41 до 70 км — 3%. Наиболее часты толчки с M=3,5 (86%). Сильные землетрясения — с M=6,0 и более — составляют только 4% от всего количества (*Полетаев,* 1986; *Горшков,* 1987).

По Передовому разлому Копетдага происходит сдвиг Туранской микроплиты относительно Иранской. В местах пересечения Передового разлома с диагональными и поперечными происходит торможение этого сдвига, что и обусловливает землетрясения (*Алтыев и др.*, 1988).

Сейсмичность северной разломной зоны Копетдага значительно слабее, чем сейсмичность Кучанского прогиба. Это видно из приведенных данных о землетрясениях (см. табл. 193).

Некоторые землетрясения были катастрофическими.

Землетрясение Казанджикское, 1946 г., 4 ноября, 21 ч. 47 мин. Эпицентр у северо-западного периклинального погружения складок Копетдага близ Казанджика. 39.3° с. ш., 53.3° в. д. M=7,0. H=26 км. Сила 9 баллов. Большие обвалы в горах. Исчезновение и появление источников. Сильные разрушения построек и железной дороги. Землетрясение охватило территорию от Ашхабада до Красноводска, слабо

Таблица 192

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила в баллах*
1904	ноябрь	9	03 ч. 28 мин.	36.6	59.4	6,3	20	9
1852	февраль	22	—»—	37.1	58.4	5,8	10	9
1872	январь	6	—»—	37.1	58.4	6,3	15	9
1893	ноябрь	17	15 ч. 06 мин.	37.2	58.4	6,6	11	10
1895	январь	17	07 ч. 00 мин.	37.2	58.4	6,0	7	9
1981	декабрь	24	08 ч. 05 мин.	36.8	58.3	4,7	3	7
1940	май	4	21 ч. 02 мин.	35.8	58.1	6,5	20	—
1925	декабрь	10	04 ч. 59 мин.	37.2	57.8	5,5	12	8
1923	сентябрь	17	07 ч. 09 мин.	38.2	57.5	4,7	30	—
1879	апрель	2	11 ч. 56 мин.	37.5	57.4	6,7	15	9
1979	октябрь	6	—»—	38.2	57.5	4,7	30	—
1923	февраль	4	—»—	37.6	57.3	5,5	10	—
1981	ноябрь	12	17 ч. 36 мин.	37.7	56.5	4,8	21	—
1981	март	26	21 ч. 26 мин.	37.3	55.5	4,8	—	—
1981	август	9	13 ч. 08 мин.	37.0	55.0	5,7	—	—
1981	август	12	11 ч. 27 мин.	36.3	55.0	5,3	33	—

Таблица 193

Год	Месяц	Число	Время	Широта, °с. ш.	Долгота, °в. д.	M	H, км	Сила
1981	март	28	10 ч. 47 мин.	37.3	60.1	4,5	11	—
1966	октябрь	24	14 ч. 31 мин.	37.2	59.6	4,8	8	7
1977	март	25	17 ч. 44 мин.	37.0	59.4	4,6	12	—
1981	декабрь	9	10 ч. 13 мин.	36.6	59.0	5,4	—	—
1978	сентябрь	7	09 ч. 20 мин.	38.2	58.4	3,9	10	—
1948	октябрь	5	20 ч. 12 мин.	37.9	58.3	7,3	18	7
1968	ноябрь	15	06 ч. 25 мин.	38.1	58.2	5,6	18	7
1981	март	2	19 ч. 04 мин.	37.5	57.5	4,4	40	—
1976	май	31	08 ч. 07 мин.	38.9	55.9	4,8	33	—
1946	ноябрь	4	21 ч. 48 мин.	39.3	55.4	7,0	26	9
1976	март	11	16 ч. 19 мин.	55.0	39.2	3,3	—	—

ощущалось в Москве (*Горшков,* 1949; *Резанов,* 1955).

Землетрясение Ашхабадское, 1948 г., 5 октября, 20 ч. 12 мин. Эпицентр на пересечении разломов близ Ашхабада. 37.95° с. ш., 58.32° в. д. M=7,3. H=18 км. Сила 10 баллов. Большое количество сильных афтершоков. Эпицентры их располагались на поперечных меридиональных разломах западнее и восточнее Ашхабада (пос. Безмеин и Куру-Гаудан).

Сильные разрушения домов в Ашхабаде вследствие горизонтальных подвижек осадочных пород под городом к северу. Сместился блок между двумя поперечными меридиональными разломами. В Ашхабаде разрушены почти все здания. Погибли 110 тыс. человек. На территории Северного Ирана разрушено 30 деревень. На железной дороге у станции Гяус с рельсов сброшен товарный поезд (*Горшков*, 1949; *Горшков*, 1957; *Рустанович*, 1963, 1967).

Землетрясение Кааахкинское, 1966 г., 24 октября, 13 ч. 31 мин. Эпицентр в предгорьях Копетдага, у пос. Каахка. 37.2° с. ш., 59.6° в. д. M=4,8. H=8 км. Сила 7 баллов. В пос. Каахка повреждено 500 домов (Новый каталог, 1977; *Колинский, Рахимов,* 1972).

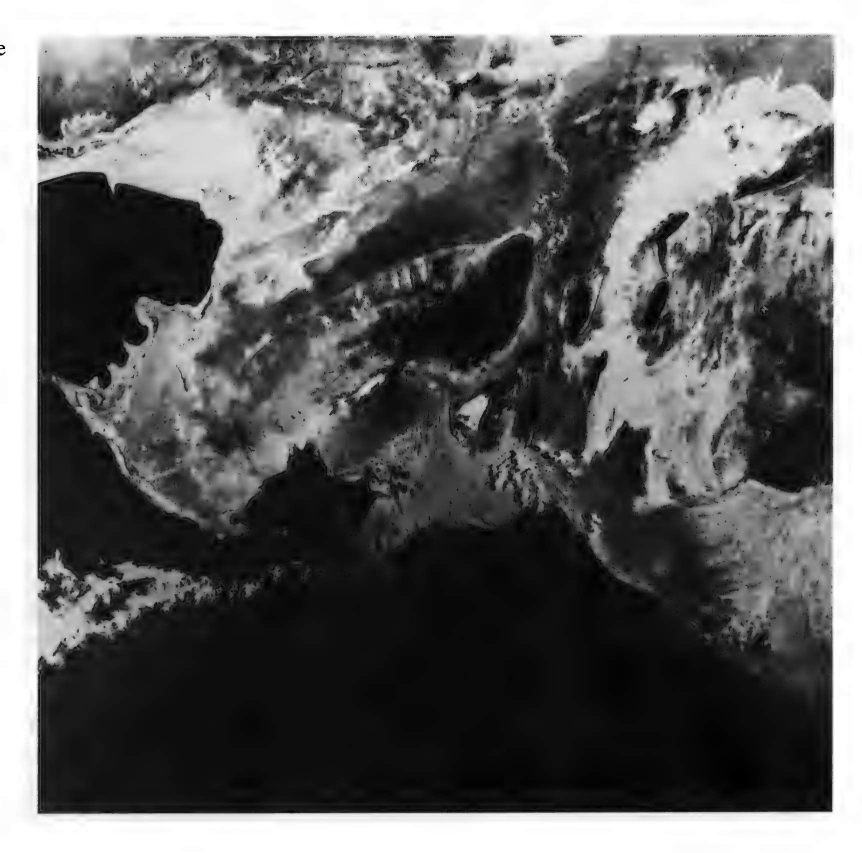
Землетрясение Ашхабадское, 1968 г., 15 ноября, 06 ч. 25 мин. Эпицентр 38.0° с. ш., 58.3° в. д. M=5,6. H=18 км. Сила 7 баллов. Землетрясение ощущалось на территории 96 200 км^2. Максимальные разрушения по поперечным разломам западнее и восточнее Ашхабада (Новый каталог, 1977).

Землетрясение Тогаревское, 1979 г., 6 октября 11 ч. 56 мин. Эпицентр на северном склоне Копетдага, у г. Тогарев (2246 м). 38.2° с. ш., 57.5° в. д. M=4,9. H=30 км. Сила 6 баллов. Землетрясение ощущалось на протяжении 100 км вдоль Копетдага от Бахардена до Ашхабада (*Голинский* и *др.*, 1982).



Землетрясение Ашхабадское 1948 г. Разрушение гостиницы «Дом Советов»

Восточное побережье Каспийского моря в районе Красноводского полуострова. Снимок из космоса



Красноводский сейсмический район. Северо-западное продолжение разломной зоны, отделяющей Копетдаг от Предкопетдагского прогиба, находится в хр. Большой Балхан (1880 м). Это моноклинальный хребет длиной 100 км, шириной 50 км. Западным продолжением Большого Балхана является Кубадаг (308 м), образующий южный берег Красноводского п-ова. Это южное крыло широкой синклинали, заполненной в ядре породами миоценового и плиоценового возрастов. Северное и южное крыло синклинали оборваны разломами северо-западного простирания. С ними связаны землетрясения в районе Красноводска (см. табл. 194).

Некоторые землетрясения были катастрофическими (1895, 1926, 1938, 1942 гг.).

Землетрясение Красноводское, 1895 г., 8 июля, 21 ч. 30 мин. Эпицентр на п-ове Дарджа (к юго-востоку от Красноводска), в зоне сочленения Кубадагской антиклинали с Закаспийской впадиной. 39.5° с. ш., 53.7° в. д. M=8,2. H=60 км. Сила 10 баллов. Большое количество афтершоков. Сильные обвалы в горах Большой Балхан и Кумдаг. Трещины и разрывы на поверхности земли. Разрушения домов, железной дороги. Цунами на Каспийском море. Разрушение Красноводского порта. Землетрясение в Самарканде, Бухаре, Ташкенте, Оренбурге, Астрахани, Сызрани, на Кавказе (*Ивановский,* 1899).

Для землетрясений Копетдага и Красноводского сейсмического района характерны большие площади распределения сейсмических колебаний.

Землетрясение Кумдагское, 1983 г., 14 марта, 12 ч. 12 мин. Эпицентр на разломах, ограничивающих блок Кумдаг с юга, по южной границе Евразийской литосферной плиты. 39.4° с. ш., 54.6° в. д. M=5,7. H=3 км. Сила 8 баллов. Разломы на поверхности земли длиной до 15 км. Разрушения дорог, водопроводов, зданий (*Гаранозов* и *др.*, 1985).

Таблица 194

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ХР. БОЛЬШОЙ БАЛХАН								
1942	март	27	18 ч. 38 мин.	39.5	55.3	5,2	24	6
1981	ноябрь	4	11 ч. 18 мин.	39.0	55.3	5,2	3	—
1978	май	18	17 ч. 14 мин.	39.0	54.8	4,6	10	—
1976	май	20	07 ч. 49 мин.	39.0	54.6	3,9	20	—
КРАСНОВОДСКИЙ П-ОВ								
1895	июль	8	21 ч. 30 мин.	39.5	53.7	8,2	6.0	10
1938	февраль	14	02 ч. 15 мин.	40.5	53.5	6,1	2.4	8
1942	апрель	3	17 ч. 45 мин.	39.8	53.4	5,3	1.8	7
1876	апрель	7	08 ч. 30 мин.	40.1	53.1	1,5	5.2	7
1892	ноябрь	24	09 ч. 45 мин.	39.9	53.1	5,7	15	8
1926	май	28	22 ч. 31 мин.	40.2	53.1	5,0	9	8
1981	апрель	7	20 ч. 17 мин.	41.4	52.3	4,6	26	—
1976	апрель	24	19 ч. 13 мин.	41.3	51.6	4,6	8	—

Землетрясение Бурунское, 1984 г., 22 февраля, 05 ч. 44 мин. Эпицентр на разломах южной границы Евразийской литосферной плиты. 39.3° с. ш., 54.1° в. д. M=5,8. H=16 км. Сила 8 баллов. Площадь сотрясений 15 800 км^2 в виде эллипса с осями 160 и 126 км. Подземный гул. Разломы на поверхности земли. Разрушения зданий (*Аннаоразова* и *др.*, 1987).

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АПШЕРОНСКОГО ПОДВОДНОГО ПОРОГА

Апшеронский подводный порог — связующее звено между структурами Большого Балхана и Большого Кавказа. Порог протягивается по дну Каспийского моря на 300 км от п-ова Челекен до Апшеронского п-ова. Это горстообразное поднятие, осложненное брахиантиклинальными складками. Его разломы сейсмичны и характерны высокой повторяемостью землетрясений (*Панахи, Каспаров,* 1988).

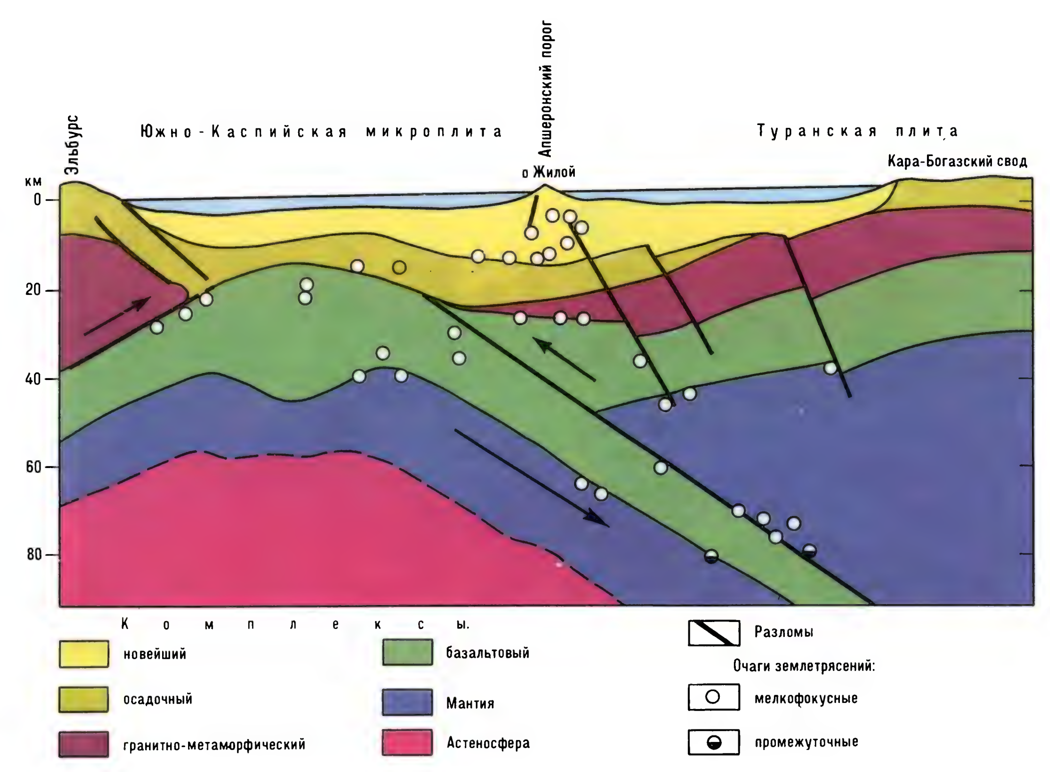
Восточная часть Апшеронского порога. Она ограничивает с севера Притуркменскую субплатформенную ступень в Южнокаспийской впадине. На Горстовом пороге расположены брахиантиклинали: Челекенская, Ждановская, Большой Лаэм, Губкинская, Бариновская. Брахиантиклинали раздроблены большим количеством разломов, обусловленных надвигом Среднекаспийской микроплиты на Южнокаспийскую впадину. С ними связаны землетрясения значительной силы с неглубокими очагами (см. табл. 195).

Примером довольно сильного землетрясения служит событие в 1986 г.

Землетрясение Каспийс-

Таблица 195

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1981	июль	21	04 ч. 45 мин.	39.5	53.6	5,0	33	5
1915	июль	12	02 ч. 37 мин.	40.2	52.9	5,0	15	7
1915	июнь	23	02 ч. 33 мин.	40.2	52.5	4,1	4	8
1915	июль	16	21 ч. 03 мин.	40.2	52.5	4,4	12	6
1957	февраль	5	03 ч. 15 мин.	40.6	52.4	4,7	30	—
1916	июнь	2	03 ч. 00 мин.	40.5	52.3	5,3	15	7
1955	май	21	15 ч. 56 мин.	40.0	52.0	4,6	20	—
1955	июнь	26	10 ч. 35 мин.	40.0	52.0	4,1	20	—
1964	апрель	13	01 ч. 14 мин.	40.1	52.0	4,8	33	—
1950	февраль	26	22 ч. 02 мин.	41.0	51.8	4,0	30	—
1972	июнь	14	00 ч. 50 мин.	40.2	51.8	4,1	27	6
1950	апрель	13	00 ч. 23 мин.	41.5	51.4	5,0	30	—



Земная кора и землетрясения Апшеронского порога (по Э. Халилову, с изменениями)

к о е, 1986 г., 6 марта, 00 ч. 05 мин. Эпицентр на подводном Апшеронском пороге, на сопряжении восточной и западной его частей. 40.2° с. ш., 51.6° в. д. M=6,4. H=48 км. Землетрясение ощущалось на большой территории. Так, в Туркменистане его сила была: в Красноводске — 6 баллов, в Небит-даге — 4 балла. В Закавказье оно ощущалось в Сумгаите, Ленкорани, Кировабаде и Гори силой 4 балла. В Махачкале 3 балла. Разрушений не было (Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР за март 1986).

Эти данные показывают, что в восточной части Апшеронского порога происходят два типа землетрясений. Первый (редкий) — слабые землетрясения с очагами на глубине нескольких километров, второй (более частый тип) — очень слабые землетрясения с очагами на глубине около 30 км. Глубина очагов возрастает в западном направлении.

Западная часть Апшеронского порога. Она имеет более сложное строение и ограничивает с севера Южно-Каспийскую складчатую зону западной части Южно-Каспийской впадины. Апшеронский порог здесь раздроблен разломами, осложнен цепями брахиантиклинальных складок. Выделяются следующие их цепи: банки Ливанова, Промежуточная, Имени 26 Бакинских Комиссаров, Имени 28 Апреля. Далее на запад расположены кулисообразные цепи складок: Нефтяные Камни, Грязевая Сопка, остров Жилой и др. Еще западнее расположены цепи складок: остров Артем Южный, Гюрганы-Море, остров Артема, банка Дарвина и др.

В районе Апшеронского п-ова порог сочленяется с Дивичинско-Махачкалинским передовым прогибом. В этом районе наиболее часто происходят землетрясения (см. табл. 196).

Как видно из приведенных данных, западная часть Апшеронского порога характерна более глубокими (35—80 км) очагами землетрясений. Они приурочены к разломам между меридианами 50,2—51,5° в. д.

Таким образом, намечается общая закономерность в распределении более

Таблица 196

Год	Месяц	Число	Время	Широта, ° с. ш.	Долгота, ° з. д.	M	H, км	Сила
1981	январь	22	01 ч. 29 мин.	40.6	51.5	—	45	—
1978	февраль	7	03 ч. 38 мин.	40.4	51.1	5,0	80	—
1980	ноябрь	26	08 ч. 23 мин.	40.4	51.1	—	45	—
1981	апрель	9	11 ч. 02 мин.	40.4	51.1	—	35	—
1970	декабрь	23	07 ч. 02 мин.	41.0	50.7	4,5	20	—
1961	июнь	9	09 ч. 37 мин.	40.8	50.6	4,8	14	—
1981	апрель	7	20 ч. 17 мин.	40.2	50.6	—	60	—
1911	июнь	7	23 ч. 59 мин.	41.0	50.5	6,4	46	7
1969	ноябрь	4	20 ч. 18 мин.	40.3	50.3	4,4	22	6
1961	сентябрь	18	11 ч. 01 мин.	41.1	50.2	6,6	64	7
1962	август	2	14 ч. 02 мин.	40.8	50.2	4,0	15	5
1942	январь	2	22 ч. 00 мин.	40.5	50.0	4,3	3	8
1910	июль	6	08 ч. 57 мин.	40.2	50.0	4,4	7	7
1922	ноябрь	22	05 ч. 42 мин.	40.2	50.0	4,3	15	6
1937	август	7	18 ч. 26 мин.	40.4	50.0	3,5	6	6
1938	сентябрь	6	13 ч. 28 мин.	41.0	50.0	5,0	22	6
1953	август	8	05 ч. 51 мин.	40.7	50.0	3,3	6	6
1954	январь	3	07 ч. 51 мин.	40.0	50.0	4,0	15	5
1958	ноябрь	5	09 ч. 50 мин.	40.6	50.0	4,0	12	6
1961	декабрь	17	14 ч. 29 мин.	40.5	50.0	4,2	6	7

глубоких очагов землетрясений. Они сосредоточены в середине Апшеронского порога. Это сильные (7—8 баллов) землетрясения. Приведем примеры.

Землетрясение Каспийское, 1961 г., 18 сентября, 11 ч. 04 мин. Эпицентр в Каспийском море, в 80 км северо-восточнее Баку. 41.0° с. ш., 50,2 в. д. M=6,6. H=64 км. Сила 7 баллов. Повреждения некоторых зданий в Баку (*Горшков,* 1984; *Агамирзоев,* 1987).

Землетрясение Каспийское, 1963 г., 27 января, 19 ч. 35 мин. Эпицентр в Каспийском море, севернее скал Два Брата. 41,1° с. ш., 49,8° в. д. M=6,2. H=55 км. Сила 8 баллов. Повреждения зданий в Баку (*Горшков*, 1984; *Агамирзоев,* 1987).

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА, ПРЕДКАВКАЗСКОГО ПРОГИБА И КРЫМА

Большой Кавказ сформировался как альпийское орогенное сооружение между Скифской и Закавказской эпигерцинскими плитами (*Милановский, Хаин,* 1963; *Милановский,* 1968; *Хаин,* 1984). Он протягивается на 1300 км при ширине 100—150 км и представляет собой мегантиклинорий, охватывающий узкую полосу Кавказской геосинклинали и прилегающие к ней части Скифской и Закавказской эпигерцинских плит. Важную роль в развитии Большого Кавказа играют продольные глубинные разломы северо-западного простирания. На новейшем этапе развития они были очень активны, а сейчас обусловливают повышенную сейсмичность Большого Кавказа.

Не менее важную роль в структуре Большого Кавказа играют поперечные — транскавказские — глубинные разломы, по которым происходит неравномерное поднятие больших блоков литосферы. Выделяются Шахдагско-Дибрарская, Казбекско-Грозненская, Теберди-но-Чегемская, Туапсинско-Адлерская, Анапско-Новороссийская зоны развития поперечных разломов, с которыми связаны землетрясения (*Милановский,* 1968; *Введенская, Растворова,* 1974). Однако главная роль в распределении землетрясений на Большом Кавказе остается за продольными краевыми разломами, отделяющими его от передовых прогибов Скифской и Закавказской плит. С этими продольными разломами связаны Северный и Южный главные сейсмические пояса Большого Кавказа.

Северный сейсмический пояс Большого Кавказа. Большой Кавказ сопровождается с севера системой краевых

Малый Кавказ | Большой Кавказ | Предкавказский прогиб | Скифская платформа

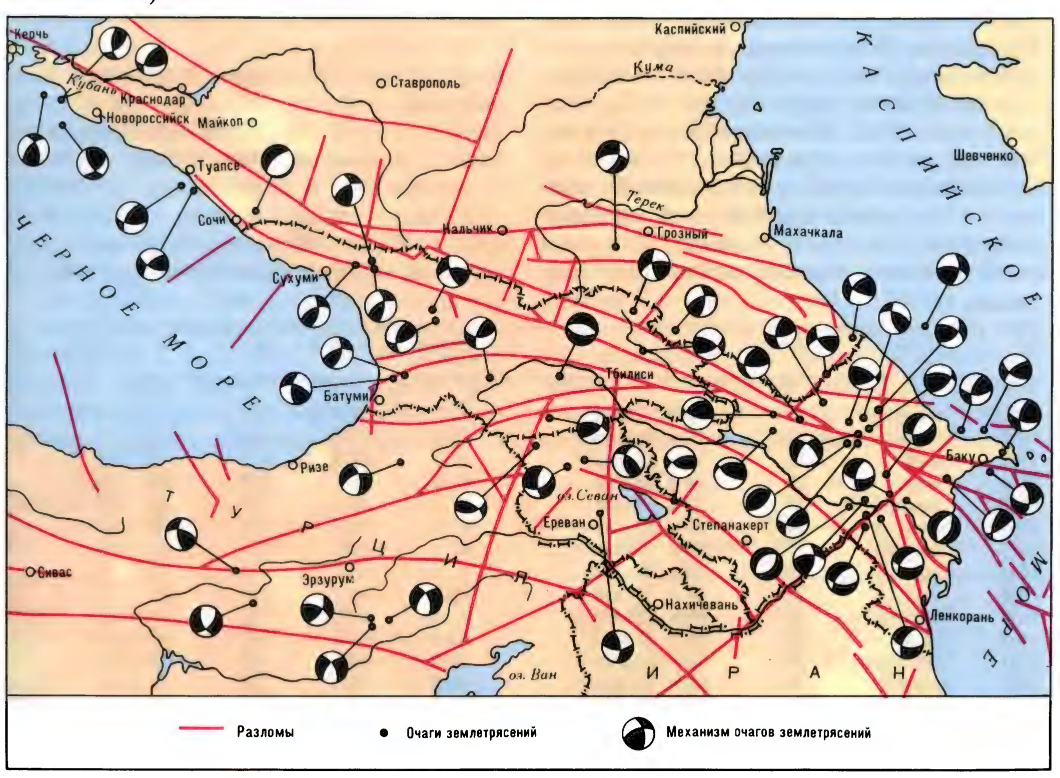
км
0
10
20
30
40
50

К о м п л е к с ы:

новейший
осадочный древний
базальтовый
Разломы
осадочный молодой
гранитно-метаморфический
Мантия
Очаги мелкофокусных землетрясений

Земная кора и землетрясения Большого Кавказа (по Г. В. Краснопевцевой и др., с изменениями)

Механизм очагов землетрясений Кавказа (по А. Вардапетяну)



прогибов. Это Дивичино-Махачкалинский, Терско-Каспийский, Индоло-Кубанский прогибы, развившиеся на краю Скифской эпигерцинской плиты в течение миоцена, плиоцена и антропогена. Прогибы имеют большую ширину и сложное строение. Они сейсмичны. Терско-Каспийский и Индоло-Кубанский прогибы разделены Минераловодским поперечным поднятием, которое отличается повышенной сейсмичностью. Вдоль южного края прогибов протягивается прерывистая зона блоковых поднятий северных пограничных хребтов Большого Кавказа. В них происходят сильные землетрясения. Эпицентры их сосредоточены в местах пересечения продольных разломов с поперечными. Таким образом, северный сейсмический пояс Большого Кавказа охватывает различные его элементы и прилегающие к нему части краевых прогибов (*Ананьин*, 1977).

Дивичино-Махачкалинский краевой прогиб протягивается на 300 км вдоль западного берега Каспийского моря от пос. Дивичи на Кусарской равнине до гор. Махачкала. Он развивался на альпийском Дивичино-Кусарском синклинории и представляет собой аналог периклинального погружения складчатых структур по глубинным разломам. Так, Махачкалинско-Красноводский разлом отделяет этот прогиб от Среднекаспийской эпигерцинской плиты, а Сиазанский разлом — от мегантиклинория Большого Кавказа. С разломами связаны землетрясения (*Панахи*, *Каспаров*, 1988). Эпицентры их располагаются двумя цепями. Одна из них протягивается в море на расстоянии 30—50 км от берега и параллельно ему. Другая приурочена к береговой полосе в районе Избербаш — Махачкала (*Табулевич*, 1962) (см. табл. 197).

Как видно из приведенных данных, некоторые землетрясения были сильными.

Землетрясение Каспийское, 1931 г., 20 октября, 15 ч. 58 мин. Эпицентр в Каспийском море, у северо-восточного края Дербентской впадины. 42.5° с. ш., 50.5° в. д. M=6,2. H=70 км (возможно, 105 км). Сила 8 баллов. Повреждения построек на побережье моря (*Горшков*, 1984).

Землетрясение Каспийское, 1935 г., 9 апреля, 20 ч. 00 мин. Эпицентр в Каспийском море, на западном краю Дербентской впадины. 42.1° с. ш. 48.8° в. д. M=6,3. H=90 км (возможно, 135 км). Сила 6 баллов. Некоторые авторы объясняют большую глубину очага этого землетрясения приуроченностью к поперечному Самурскому глубинному разлому северо-восточного простирания (*Султанова, Чиковани*, 1975).

Землетрясение Каспийское, 1963 г., 27 января. Эпицентр в Каспийском море. 41.0° с. ш., 50.0° в. д. M=6,0. H=30 км. Сила проявления на берегу 8 баллов. Афтершок с M=4,5 31 января 1963 г. (*Кузнецов и др.*, 1963).

Землетрясение Худатское, 1963 г., 10 мая, 10 ч. 57 мин. Эпицентр в прибортовой зоне прогиба на

Таблица 197

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1906	февраль	20	20 ч. 54 мин.	41.5	48.4	5,9	75	6
1962	март	26	16 ч. 40 мин.	41.1	49.3	4,4	6	7
1963	май	10	10 ч. 57 мин.	41.7	48.8	4,1	8	6
1913	март	25	14 ч. 04 мин.	41.8	48.2	4,8	40	6
1849	ноябрь	27	22 ч. 00 мин.	42.1	48.2	4,2	20	5
1951	май	19	09 ч. 50 мин.	42.1	48.8	6,3	90	6
1953	август	15	19 ч. 57 мин.	42.1	48.2	4,3	20	6
1935	апрель	9	20 ч. 00 мин.	42.1	48.2	4,2	20	5
1908	май	27	01 ч. 35 мин.	42.2	48.1	4,9	19	6
1934	январь	17	08 ч. 22 мин.	42.3	51.0	5,2	60	6
1969	март	15	08 ч. 26 мин.	42.4	49.2	4,3	45	—
1931	октябрь	20	15 ч. 58 мин.	42.5	50.8	6,2	70	8
1907	август	21	05 ч. 11 мин.	42.7	48.3	5,3	43	6
1960	март	21	00 ч. 07 мин.	42.7	47.5	4,5	8	6
1970	июнь	27	05 ч. 18 мин.	42.9	49.3	4,0	20	—
1958	май	6	04 ч. 16 мин.	43.1	47.8	5,5	5	8

приморской Кусарской равнине у пос. Худат. 41.7° с. ш., 48.8° в. д. M=4,1. H=8 км. Сила 6 баллов. Местное землетрясение (*Рагимов и др.,* 1966).

Землетрясение Куба-Гархунское, 1971 г., 20 декабря, 01 ч. 29 мин. Эпицентр юго-западнее пос. Куба. 41.2° с. ш., 48.3° в. д. M=5,3. H=10 км. Сила 7 баллов. Двойной толчок сопровождался сильным гулом. Большое количество афтершоков. Площадь, охваченная семибалльной изосейстой, 500 км², четырехбалльной — 10 тыс. км². Разрушения зданий во многих поселках (*Султанова, Чиковани,* 1975).

Терско-Каспийский краевой прогиб кулисообразно подставляет Дивичинско-Махачкалинский прогиб. Он протягивается от Каспийского моря до района Минеральных Вод на 300 км. Наиболее сильно прогнуто южное крыло прогиба близ глубинного Владикавказского разлома, который прослеживается от Владикавказа к Дагестанскому известняковому нагорью. Глубина залегания палеозойского фундамента в южном крыле прогиба достигает 10—12 км. Севернее глубина залегания фундамента постепенно уменьшается до 3—5 км.

Мезозойские и кайнозойские породы осадочного чехла образуют длинные узкие гребневидные и коробчатые антиклинали, разделенные широкими синклиналями. Антиклинали выражены в рельефе невысокими хребтами (Терским и Сунженским). Они приурочены к глубинным разломам палеозойского основания прогиба. Эти разломы активизировались на новейшем этапе развития. С разломами связаны землетрясения. Хребты представляют собой цепи брахиантиклинальных складок. Так, Сунженский хребет образован (с востока на запад) Гойткортовской, Октябрьской, Ташкалинской, Семашкинской, Серноводской, Карабулак-Ачалукской, Земанкульской, Змейской брахиантиклиналями. Они насажены на продольный разлом, простирающийся вдоль Сунженского хребта.

Терский хребет составлен из Гудермесской, Ястребиной, Мушимбирской, Эльдаровской, Горской, Орлиной, Малгобек-Вознесенской, Ахловской, Харбишинской брахиантиклиналей. Они также насажены на систему продольных разломов. Брахиантиклинали осложнены взбросами, по которым породы надвинуты с юга на север. Со взбросами связаны приповерхностные очаги землетрясений.

Сунженский и Терский антиклинальные хребты разделены широкой Алхангуртской синклиналью. По ее оси воздымаются изолированные антиклинальные складки: Старогрозненская на востоке, Верхнекуринская на западе. Они приурочены к разломам палеозойского фундамента, с которыми связаны очаги землетрясений.

Концентрация эпицентров слабых землетрясений наблюдается близ разломов, отделяющих моноклиналь Черных гор в Терско-Каспийском прогибе от приподнятого блока Пастбищного хребта в предгорьях Большого Кавказа. Особенно много эпицентров землетрясений располагается в районе пересечения хребтов северо-восточным продолжением поперечного транскавказского разлома, протягивающегося из района южнее Казбека (см. табл. 198).

Из приведенных данных видно, что землетрясения в Терско-Каспийском прогибе подразделяются на приповерхностные (глубина очага — первые километры) и на более глубокие (40—50 км).

Таблица 198

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1976	июль	28	20 ч. 17 мин.	43.1	45.5	6,4	25	8
1950	ноябрь	9	07 ч. 32 мин.	43.3	46.3	4,5	—	6
1955	август	23	20 ч. 57 мин.	43.2	46.1	4,6	40	5
1970	май	25	22 ч. 02 мин.	42.1	46.1	4,0	7	6
1972	сентябрь	26	21 ч. 25 мин.	43.2	45.9	3,5	3	6
1963	январь	11	32 ч. 36 мин.	43.3	45.7	3,1	3	5
1971	май	26	16 ч. 45 мин.	43.2	45.4	4,1	3	7

Землетрясение Старогрозненское, 1971 г., 26 мая, 16 ч. 45 мин. Эпицентр близ Старогрозненской брахиантиклинали. 43.2° с. ш., 45.4° в. д. M=4,1. H=3 км. Сила 7 баллов. Повреждение зданий, аварии в скважинах на Старогрозненских нефтяных промыслах. Выбросы нефти из скважин. Сильные изменения пластового давления в скважинах. Падение добычи нефти (*Смирнова,* 1977; *Ананьин,* 1977).

Землетрясение Эльдаровское, 1912 г., 10 августа, 01 ч. 17 мин. Эпицентр в районе Эльдаровской брахиантиклинали. 43.5° с. ш., 45.1° в. д. M=5,7. H=50 км. Сила 8 баллов. Обвалы и оползни в горах. Трещины в почве. Появление горячих источников. Сильные изменения притока нефти в скважинах на промыслах. Аварии в скважинах. Повреждения зданий (*Смирнова,* 1977; *Ананьин,* 1977).

Минераловодское поперечное поднятие расположено между Терско-Каспийским и Индоло-Кубанским прогибами. Оно продолжается на северо-запад Ставропольским сводом. Блоки Минераловодского поднятия и Ставропольского свода ограничены разломами фундамента Скифской эпигерцинской плиты. Ставропольский свод слабо сейсмичен (*Зарайский, Добрыченко,* 1975; *Ананьин,* 1977). С разломами Минераловодского поднятия связаны землетрясения (см. табл. 199).

Примером сильного землетрясения служит Ессентукское.

Землетрясение Ессентукское, 1978 г., 28 февраля, 22 ч. 58 мин. Эпицентр близ гор. Ессентуки, на пересечении широтного Черкесского и субмеридионального Эльбрусского разломов. 44.1° с. ш., 42.8° в. д. M=4,5. H=5 км. Сила 8 баллов. Сильные изменения режима минеральных источников. Световые вспышки в атмосфере. Повреждения зданий (*Ананьин,* 1977; *Папалашвили* и *др.,* 1982).

Итак, на Минераловодском поднятии происходят землетрясения двух типов. Первый из них (редкие землетрясения) имеют очаги на глубинах 20—50 км, второй — очаги близ поверхности. Последние обусловлены подвижками небольших блоков верхней части земной коры. Таковы были землетрясения в Кисловодске в 1906, 1913, 1962 гг., в Ессентуках в 1940, 1952 гг., в Пятигорске в 1912, 1916, 1946 гг.

Индоло-Кубанский краевой прогиб имеет сложное строение. Он подразделяется по простиранию на недоразвитый узкий Восточно-Кубанский и собственно Индоло-Кубанский прогибы. Последний является общим тектоническим элементом для Северо-Западного Кавказа и Восточного Крыма и подразделяется на Западно-Кубанский и Южно-Азовский прогибы.

Западно-Кубанский прогиб имеет крутое южное крыло вдоль Ахтырского глубинного разлома. Северное крыло прогиба пологое, но осложнено большими антиклиналями и синклиналями, которые расположены на второстепенных разломах палеозойского основания прогиба. С разломами связаны очаги редких землетрясений (см. табл. 200).

Характерно сравнительно глубокое положение очагов землетрясений в Западно-Кубанском краевом прогибе. Это связано с интенсивным дроблением палеозойского основания глубинными разломами на границах более крупных

Таблица 199

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1912	июль	4	19 ч. 50 мин.	44.1	43.1	4,7	50	8
1916	февраль	25	02 ч. 31 мин.	44.0	43.1	4,0	6	6
1921	июнь	29	11 ч. 38 мин.	43.9	42.8	5,6	22	7
1940	март	28	12 ч. 30 мин.	44.1	42.7	3,5	5	6
1846	ноябрь	29	10 ч. 18 мин.	44.3	43.3	3,8	6	6
1947	ноябрь	23	05 ч. 37 мин.	45.3	43.2	3,5	3	7
1962	сентябрь	27	18 ч. 05 мин.	43.9	42.7	2,3	4	5
1971	октябрь	2	10 ч. 56 мин.	44.8	42.1	4,5	3	8
1978	февраль	28	22 ч. 58 мин.	44.1	42.8	4,5	5	8

блоков, чем Минераловодское поднятие. Такими были землетрясения в районе Краснодара 24 июля 1862 г. и Усть-Лабинское.

Землетрясение Усть-Лабинское, 1926 г., 19 апреля, 07 ч. 50 мин. Эпицентр близ станиц Бинская и Усть-Лабинская. 45.3° с. ш., 39.3° в. д. M=5,4. H=50 км. Сила 7 баллов. Повреждения зданий в станицах Усть-Лабинская, Поповичская и Динская. Обрушения стен зданий. В Краснодаре и в ряде станиц во многих зданиях образовались трещины (*Кириллова* и *др.*, 1960; *Ананьин,* 1977).

Северные пограничные разломы Большого Кавказа сочленяются с краевыми прогибами по системе долгоживущих продольных глубинных разломов и надвигов. Они кулисообразно заменяют друг друга, отклоняясь на север своими восточными концами. Таковы с востока на запад разломы: Сиазанский (на юге Дагестана), Сулакский (на севере Дагестана), Владикавказский, Пшехиш-Тырныаузский и Ахтырский. Это зоны сильного дробления земной коры и надвигово-сдвиговых ее деформаций. С подвижками мелких блоков связаны многочисленные слабые, а с подвижками более крупных блоков — сильные землетрясения (см. табл. 201). Выделяется крупный (до 50 км) Делымский надвиг, по которому Дагестанский клин надвинут на Терско-Каспийский прогиб.

Обращает на себя внимание небольшая глубина очагов этих землетрясений. Каждое из них сопровождается большим количеством афтершоков, которые происходят длительное время после главного толчка. Все это делает зону северных пограничных разломов Боль-

Таблица 200

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1865	май	1	11 ч. 50 мин.	45.2	39.5	4,5	20	5
1926	апрель	19	07 ч. 50 мин.	45.3	39.3	5,4	50	7
1876	апрель	19	—»—	45.0	39.1	3,7	20	4
1862	июль	24	—»—	45.0	39.0	3,7	10	5
1968	май	25	07 ч. 06 мин.	44.8	38.0	4,4	10	6
1879	октябрь	9	19 ч. 30 мин.	45.1	37.8	5,7	22	7

Таблица 201

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ЗОНА СИАЗАНСКОГО И СУЛАКСКОГО РАЗЛОМОВ								
1966	апрель	20	16 ч. 42 мин.	41.8	48.1	5,1	16	8
1948	август	30	21 ч. 42 мин.	41.9	48.0	5,4	31	6
1970	май	14	18 ч. 12 мин.	43.0	47.1	6,6	13	8
1830	март	9	11 ч. 22 мин.	43.0	47.0	6,3	16	9
1914	февраль	9	21 ч. 17 мин.	42.9	46.9	4,9	14	7
1930	октябрь	29	01 ч. 44 мин.	43.1	46.9	4,4	5	7
1972	июнь	8	17 ч. 26 мин.	43.0	46.8	4,5	11	6
ЗОНА ВЛАДИКАВКАЗСКОГО РАЗЛОМА								
1966	март	2	02 ч. 37 мин.	43.0	45.7	5,0	16	7
1928	октябрь	5	19 ч. 47 мин.	42.8	45.6	4,7	8	7
1976	июль	28	20 ч. 17 мин.	43.1	45.6	6,2	28	8
1969	июнь	17	23 ч. 25 мин.	43.3	45.2	5,2	25	7
1915	январь	14	05 ч. 09 мин.	42.8	44.7	5,4	19	7
1923	апрель	23	06 ч. 51 мин.	43.0	44.2	4,8	5	8
1929	февраль	10	17 ч. 20 мин.	43.0	43.6	5,0	20	6
ЗОНА АХТЫРСКОГО РАЗЛОМА								
1954	ноябрь	12	11 ч. 28 мин.	43.9	40.9	4,6	17	6
1963	февраль	22	22 ч. 00 мин.	44.2	39.4	2,0	1	6

шого Кавказа очень сейсмичной. Особенно много эпицентров слабых землетрясений сосредоточивается на участках пересечения продольных разломов поперечными. Некоторые из происходивших здесь землетрясений были очень сильными.

Землетрясение Дагестанское, 1830 г., 9 марта, 11 ч. 22 мин. Эпицентр в районе старой крепости Андреевской. 43.0° с. ш., 47.0° в. д. M=6,3. H=16 км. Сила 9 баллов. Сотрясения распространялись до Тбилиси и Астрахани. Афтершоки в течение нескольких месяцев. Сильные обвалы в горах. Массовые повреждения зданий в поселках. Погибли 40 человек (*Смирнова,* 1977; *Ананьин,* 1977).

Землетрясение Дагестанское, 1970 г., 14 мая, 18 ч. 12 мин. Эпицентр в районе гор. Буйнакска. 43.0° с. ш., 47.1° в. д. M=6,6. H=13 км. Сила 8 баллов. Большое количество афтершоков с M до 5, 5, силой от 3 до 7 баллов. Землетрясение ощущалось на севере до Волгограда, на востоке — до п-ова Мангышлак, на западе — до Майкопа, на юге — до Ленинакана. Сильные разрушения на площади около 1 тыс. км^2. Обвалы в горах. В долине р. Сулак обвалы объемом от 3 до 10 млн м^3 (Ахатлинский и Ачинский). Временно запруживание р. Сулак завалами. Сильно пострадали Буйнакск и Махачкала. Одиннадцать аулов были разрушены, 157 повреждены (*Шебалин и др.,* 1970; Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г., 1981).

В сейсмической зоне восточной части Владикавказского разлома сильными были Аргунские землетрясения 1928, 1966 гг. и Чечено-Ингушское 1976 г.

Землетрясение Аргунское, 1928 г., 5 октября, 19 ч. 47 мин. Эпицентр у с. Советское. 42.8° с. ш., 45.6° в. д. M=4,7. H=8 км. Сила 7 баллов. Большие обвалы в горах. Разрушения дорог и мостов. Уничтожение лесов. Трещины в почве (*Смирнова,* 1977).

Землетрясение Аргунское, 1966 г., 2 марта, 02 ч. 37 мин. Эпицентр у с. Советское. 43.0° с. ш., 45.7° в. д. M=5,0. H=16 км. Сила 7 баллов. Эпицентральная зона вытянута по разлому длиной 12 км на сочленении Пастбищного хребта с Шатьевской межгорной впадиной. Обвалы и оползни в горах. Исчезновение источников в одних местах и появление их в других местах. Сильные повреждения зданий (*Смирнова,* 1977; *Ананьин,* 1970).

Землетрясение Чечено-Ингушское, 1976 г., 28 июля, 20 ч. 17 мин. Эпицентр на продольном разломе у р. Гехи в Черных горах, близ Пастбищного хребта, на сочленении Черных гор с Чеченской впадиной по восточному продолжению Владикавказского разлома. 43.1° с. ш., 45.6° в. д. M=6,2. H=28 км. Сила 8 баллов. Большое количество афтершоков. Обвалы и оползни в горах. Разломы на поверхности земли. Сильные повреждения зданий (*Борисов, Рейснер,* 1977). Шестибалльное землетрясение произошло в этом районе 4 марта 1984 г.

Землетрясение Дарьяльское, 1915 г., 14 января, 05 ч. 09 мин. Эпицентр близ Дарьяльского ущелья в западной части зоны Владикавказского разлома. 42.8° с. ш., 44.7° в. д. M=5,4. H=19 км. Сила 7 баллов. Обвалы и оползни в горах. Отрыв языка на Девдоракском леднике. Завалы дорог. Повреждения зданий (*Смирнова,* 1977).

Южный сейсмический пояс Большого Кавказа. Он расположен на Южном склоне Кавказского хребта. В отличие от северного сейсмического пояса для него характерна небольшая ширина, но большая концентрация эпицентров и повышенная сила землетрясений. Это обусловлено интенсивным поддвигом Закавказской плиты под Южный склон Большого Кавказа.

Южный сейсмический пояс протягивается на 700 км — от Кобустана на юго-востоке до долины р. Кодори на северо-западе. Он охватывает различные тектонические структуры. Их можно подразделить на сейсмические группы: Шемахинскую, Алазано-Агричайскую, Кахетино-Лечхумскую. Им соответствуют сейсмические зоны.

Шемахинская сейсмическая зона расположена в тектоническом узле, где пересекаются разломы, ограничивающие Большой Кавказ с юга и с востока. Это обусловливает весьма интенсивную сейсмичность Шемахин-



Дарьяльское ущелье, где 14 января 1915 г. произошло семибалльное землетрясение

ской зоны. Она протягивается от Шемахи до Нухи на 150 км по отрогам Большого Кавказа, образованным Алятской и Лянгябизской антиклиналями. Севернее их расположена Шемахино-Кобустанская синклинорная структура. Она граничит на севере по Зангинскому взбросу с Ковдаг-Сумгаитским синклинорием.

Центральную часть района занимает молодой плиоценовый наложенный Дзоголовайский прогиб, который несогласно перекрывает складчатые структуры палеоген-миоценового фундамента. Район характерен интенсивными опусканиями прогиба, контрастно сочетающимися с поднятием склона Большого Кавказа. Вдоль гребня хребта протягивается Алятско-Аджичайский разлом. Район характерен тектоническими покровами с перемещением масс к югу. Тектонические структуры сильно разбиты разломами и сейсмичны (см. табл. 202).

Многие землетрясения в районе Шемахи представляли собой катастрофы. Ниже приведено краткое их описание по данным *И. В. Кирилловой* и *др.* (1960), *Ф. Т. Кулиева* (1977), *Р. А. Агамирзоева* (1987).

З е м л е т р я с е н и е Ш е м а х и н с к о е, 1667 г., 17 декабря. Эпицентр в районе города. 40.6° с. ш., 48.6° в. д. M=6,9. H=12 км. Сила 10 баллов. Многочисленные толчки. Изменения в рельефе местности. Разрушения зданий. Погибли 80 тыс. человек (Сейсмическое районирование территории СССР, 1980).

З е м л е т р я с е н и е Ш е м а х и н с к о е, 1669 г., 4 января. Эпицентр близ города. 40.6° с. ш., 48.6° в. д. M=5,7. H=5 км. Сила 9 баллов. Массовые разрушения зданий крепостей, городских стен, гибель людей.

З е м л е т р я с е н и е Ш е м а х и н с к о е, 1671 г., 1 и 2 января. Эпицентр у города. 40.6° с. ш., 48.6 в д. M=5,2. H=5 км. Сила 9 баллов. Большие разрушения. Человеческие жертвы. Афтершоки в феврале и августе 1671 г.

З е м л е т р я с е н и е Ш е м а х и н с к о е, 1828 г., 9 августа, 16 ч. 00 мин.

Эпицентр у города. 40.7° с. ш., 48.4° в. д. M=5,7. H=10 км. Сила 8 баллов. Большое количество сильных афтершоков. В городе разрушено 233 и повреждено 197 домов. В окрестных деревнях разрушено 293 дома. Жертвы.

З е м л е т р я с е н и е Ш е м а х и н с к о е, 1856 г., 23 июля, 14 ч. 00 мин. Эпицентр у города. 40.6° с. ш., 48.6° в. д. M=4,7. H=5 км. Сила 8 баллов. Большие разрушения в городе и окрестных деревнях.

З е м л е т р я с е н и е Ш е м а х и н с к о е, 1859 г., 11 июня, 13 ч. 00 мин. Эпицентр у города. 40.7° с. ш., 48.5° в. д. M=5,9. H=10 км. Сила 9 баллов. Сильные разрушения в городе и в соседних деревнях. В городе разрушено 1787 домов. Погибли 100 человек. Ранены 286 человек. Разрушение селений: Баскал, Сардахао, Чаган и др. Афтершоки в течение года. Извержения грязевых вулканов.

З е м л е т р я с е н и е Ш е м а х и н с к о е, 1869 г., 2 сентября, 12 ч. 00 мин. Эпицентр у города. 40.7° с. ш., 48.7° в. д. M=5,0. H=6 км. Сила 8 баллов. Разрушено 227, повреждено 4595 домов. Сильно пострадали селения Шозбаш, Чайлы, Сунды, Сальяны, Шуша, Джевата.

З е м л е т р я с е н и е Ш е м а х и н с к о е, 1872 г., 28 января, 07 ч. 00 мин. Эпицентр у города. 40.6° с. ш., 48.7° в. д. M=5,7. H=7 км. Сила 9 баллов. Полное разрушение города. Пострадали селения Баскал, Сальяны, Хильмили и др. Погибли 118 человек. Остались без крова 30 тыс. человек. Извержение грязевого вулкана у сел. Сальяны.

З е м л е т р я с е н и е Ш е м а х и н с к о е, 1902 г., 13 февраля, 09 ч. 39 мин. Эпицентр у города. 40.7° с. ш., 48.6° в. д. M=6,9. H=15 км. Сила 9 баллов. Сильные разрушения в городе и его окрестностях. Разрушено 3496, повреждено 3943 дома. Погибли 86 человек. Ранены 60 человек. Сильные афтершоки в течение всего года.

На других участках Шемахинско-Нухинской сейсмической зоны тоже происходят сильные землетрясения.

З е м л е т р я с е н и е И с м а и л л и н с к о е, 1881 г., 29 ноября, 23 ч. 30 мин. Эпицентр на Вандамском разломе, в районе гор. Исмаиллы. 40.7° с. ш., 48.0° в. д. M=5,4. H=10 км. Сила 7 баллов. Сильные афтершоки 2, 4 и 7 декабря 1881 г. Разрушения домов, повреждение канализации. Свечение атмосферы. Землетрясения с надвигами и сбрососдвигами в очагах (*Кулиев* и *др.*, 1984).

А л а з а н о - А г р и ч а й с к а я д е п р е с с и я отделяет Южный склон Большого Кавказа от Иорского плоскогорья и Гомборского хребта, расположенных на Закавказской эпигерцинской плите. Она расположена на большом разломе и протягивается на 250 км.

Депрессия представляет собой интенсивно опускающийся наложенный прогиб плиоцен-четвертичного возраста.

Таблица 202

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
РАЙОН ШЕМАХИ								
1667	декабрь	17	—	40.6	48.6	6,9	12	10
1669	январь	4	—	40.6	48.6	5,7	5	9
1828	август	9	—	40.7	48.4	5,7	10	8
1859	июнь	11	13 ч. 00 мин.	40.7	48.5	5,9	10	9
1869	сентябрь	2	12 ч. 00 мин.	40.7	48.7	5,0	6	8
1872	январь	28	07 ч. 00 мин.	40.6	48.7	5,7	7	9
1880	октябрь	22	10 ч. 30 мин.	40.6	48.7	4,2	5	7
1902	февраль	13	09 ч. 39 мин.	40.7	48.6	6,9	15	9
1952	май	13	22 ч. 30 мин.	40.6	48.4	3,8	3	7
1952	июль	11	05 ч. 35 мин.	40.7	48.3	4,3	4	7
1956	март	21	04 ч. 55 мин.	40.9	48.4	5,3	8	8
РАЙОН НУХИ								
1903	ноябрь	2	22 ч. 12 мин.	41.1	47.1	5,0	36	6
1963	апрель	23	06 ч. 39 мин.	41.2	47.3	4,1	5	7

Мощность четвертичных отложений достигает в нем 300—400 м. Прогибание контрастно сочетается с современными поднятиями Аджонурских предгорий вследствие надвигания Большого Кавказа. В процессе перестройки рельефа сформировались продольные долины рек Алазани и Агричая. Здесь по разломам и надвигам происходят семибалльные землетрясения. Таковы с юго-востока на северо-запад районы поселков Кахи, Нуха, Варташен, Закаталы, Белоканы, Кварели, где наблюдаются эпицентры землетрясений (см. табл. 203).

В Алазано-Агричайской депрессии даже сильные землетрясения имеют небольшие магнитуды. Для семибалльных землетрясений характерны небольшие (первые километры) глубины очагов в надвиговых структурах. В качестве примера довольно сильных землетрясений можно привести Закатальское, Варташенское и Гавазское.

З е м л е т р я с е н и е З а к а т а л ь с к о е (Ю ж н о - Д а г е с т а н с к о е), 1948 г., 29 июня, 16 ч. 06 мин., является несколько особым по глубине очага и расположению изосейст. Его очаг расположен в поперечной разломной зоне, секущей Восточный антиклинорий Большого Кавказа в северо-восточном направлении. Эпицентр 41.6° с. ш., 46.4° в. д. M=6,1. H=48 км. Сила 7 баллов. Вследствие относительно большой глубины очага пятибалльные сотрясения охватили восточную половину Кавказа от Буйнакска на северо-востоке до Еревана на юго-западе, от Гори на северо-западе до Шемахи на юго-востоке. Семи и шестибалльные изосейсты были вытянуты в северо-восточном направлении поперек Большого Кавказа. Разрушения зданий (*Поляков,* 1978; *Горшков,* 1984; *Карапетян,* 1986).

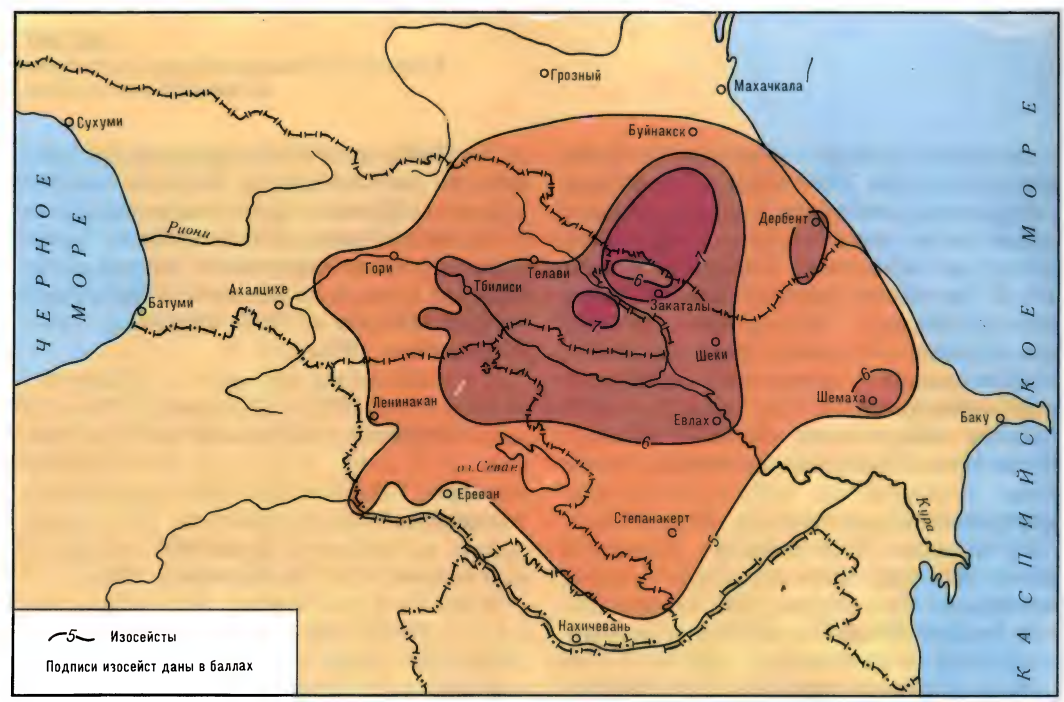
З е м л е т р я с е н и е В а р т а ш е н с к о е, 1953 г., 2 сентября, 00 ч. 36 мин. Эпицентр в восточной части депрессии. 41.1° с. ш., 47.4° в. д. M=4,9. H=5 км. Сила 7 баллов. Сильные разрушения в поселках Мухас и Джалуди. Изменение дебита источников. Более 600 афтершоков разной силы (*Карапетян,* 1986).

З е м л е т р я с е н и е Г а в а з с к о е, 1981 г., 23 февраля, 04 ч. 06 мин. Эпицентр близ Гавази Кварельского района. 41.8° с. ш., 45.9° в. д. M=4,9. H=10 км. Сила 7 баллов. Сильные повреждения зданий. Афтершоки до 11 апреля 1981 г. (*Папалашвили и др.,* 1984).

К а х е т и н о - Л е ч х у м с к а я с е й с м и ч е с к а я з о н а протягивается на 300 км вдоль Южного склона Центрального Кавказа. Она имеет сложное строение и расположена на Кахетино-Лечмухской шовной структуре. В этой зоне имеется несколько грабенообразных впадин. Это (с востока на запад) Карталинская, Рача-Осетинская, Рача-Лечхумская впадины. К югу от них протягивается Окрибо-Сачхерское поднятие, которое представляет собой

Таблица 203

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1955	сентябрь	19	23 ч. 59 мин.	41.3	47.6	4,6	25	7
1953	сентябрь	2	00 ч. 36 мин.	41.1	47.4	4,9	5	7
1969	август	19	00 ч. 11 мин.	41.3	46.9	4,0	20	1
1961	июль	8	11 ч. 21 мин.	41.1	46.7	4,5	15	6
1952	декабрь	23	03 ч. 21 мин.	42.5	46.4	4,2	30	—
1967	март	18	00 ч. 11 мин.	41.7	46.3	4,0	13	5
1972	март	1	19 ч. 33 мин.	41.8	46.1	4,0	12	—
1953	ноябрь	11	12 ч. 52 мин.	41.7	45.9	4,0	20	—
1961	февраль	26	21 ч. 11 мин.	41.8	45.9	3,5	13	5
1961	март	29	07 ч. 29 мин.	42.3	45.9	4,1	30	5
1962	август	23	02 ч. 19 мин.	42.1	45.9	4,2	18	5
1968	май	22	10 ч. 49 мин.	41.8	45.9	4,2	20	5
1961	июль	4	19 ч. 25 мин.	42.0	45.8	4,2	15	6
1960	март	23	00 ч. 31 мин.	42.5	45.4	4,2	5	7
1955	март	28	18 ч. 42 мин.	42.4	44.9	4,5	9	7
1956	апрель	30	12 ч. 14 мин.	42.5	44.9	4,6	8	7
1957	август	26	03 ч. 08 мин.	42.6	44.8	3,7	12	6



Землетрясение Закатальское (Южно-Дагестанское) 1948 г. (по И. В. Кирилловой)

активизированный край Закавказской эпигерцинской плиты. Западнее Лечхумского хребта крупные разломы протягиваются на северо-запад вдоль края Эгрисского хребта с юга и Сванетского с севера. Разломы достигают на западе Кодорского хребта и Ткварчельской флексуры. Со всеми этими структурами связаны землетрясения (см. табл. 204).

Землетрясения мелкофокусные (очаги их на глубинах до 25 км), с небольшой магнитудой. Однако они проявляются на поверхности довольно сильно и тем сильнее, чем менее глубоко расположен тот или иной очаг. В качестве примеров довольно сильных землетрясений приведем данные о Гегечкорском и Чхалтинском землетрясениях.

З е м л е т р я с е н и е Г е г е ч к о р с к о е, 1957 г., 29 января, 15 ч. 21 мин. Эпицентр близ районного центра Гегечкори. 42.5° с. ш., 42.4° в. д. M=5,3. H=9 км. Сила 8 баллов. Рой сильных афтершоков. Значительно пострадали поселки Гегечкори, Салхино, Дидичхони, Балда, Гачедили и др. (*Папалашвили и др.*, 1977).

Таблица 204

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1961	июль	4	19 ч. 25 мин.	42.0	45.8	4,2	15	6
1969	январь	28	04 ч. 27 мин.	42.3	45.0	3,5	9	5
1961	июль	24	10 ч. 16 мин.	42.5	44.9	4,0	12	6
1968	июнь	20	00 ч. 57 мин.	42.4	44.9	4,0	15	—
1956	август	29	03 ч. 08 мин.	42.6	44.8	4,0	5	6
1972	март	5	09 ч. 41 мин.	42.8	44.8	4,0	24	5
1969	июнь	7	07 ч. 34 мин.	42.5	43.7	4,1	17	5
1971	май	16	20 ч. 17 мин.	42.7	43.5	3,8	5	6
1971	май	18	00 ч. 12 мин.	42.5	43.5	4,0	10	5
1971	май	18	08 ч. 19 мин.	42.5	43.4	3,8	5	6
1971	июнь	28	19 ч. 41 мин.	42.6	43.4	4,0	5	6
1957	январь	23	22 ч. 05 мин.	42.5	42.4	4,3	8	7
1957	январь	29	15 ч. 21 мин.	42.5	42.4	5,3	9	8
1957	январь	26	16 ч. 30 мин.	42.6	42.3	5,3	19	7
1964	март	16	18 ч. 42 мин.	42.6	42.0	4,0	26	5
1979	декабрь	27	21 ч. 16 мин.	42.6	41.8	4,6	3	7
1963	июль	16	18 ч. 27 мин.	43.2	41.6	6,4	5	9
1969	июль	6	15 ч. 28 мин.	41.9	41.5	4,0	15	—

З е м л е т р я с е н и е   Ч х а л т и н с к о е, 1963 г., 16 июля, 18 ч. 27 мин. Эпицентр в ущелье Чхалта на р. Сакен. 43.25° с. ш., 41.58° в. д. M=6,4. H=5 км. Сила 9 баллов. Большие обвалы и оползни в горах на площади 80 км². Некоторые из них имели объем до 3 млн м³ (Ацгарский обвал на левом склоне долины р. Сакен). Обвал высотой до 300 м подпрудил реку, образовав временное озеро (*Цхакая и др.,* 1966; *Папалашвили и др.,* 1977).

З е м л е т р я с е н и е   Ю ж н о-о с е т и н с к о е, 1991 г., 29 апреля, 1 ч. 13 мин. (местное время). Повторный толчок в 21 ч. 33 мин. Эпицентр находился в разломной зоне Рача-Осетинской впадины близ пос. Джава. 42,4° с. ш., 43,6° в. д. M=6.9. H=5 км. Сила 8 баллов. Большое количество афтершоков. Сильные разрушения зданий на площади 5700 км². Погибли 400 человек. Ранены 1 тыс. человек. Остались без крова 130 тыс. человек. Полностью разрушено 150 деревень и 4 города. Ущерб около 2 млрд руб.

Землетрясение возобновилось 15 июня в 4 ч. 59 мин. (местное время). Эпицентр находился близ пос. Джава. Сила 9 баллов. Сильные разрушения зданий во многих селениях (сообщения печати; Оперативный сейсмологический бюллетень ОМЭ ИФЗ АН СССР).

Черноморский сейсмический пояс. Черноморская береговая зона Большого Кавказа характерна ступенчатым погружением складчато-блоковых структур в северо-западном направлении и возникновением погружающихся в море периклинальных прогибов. Таков, например, Адлерский периклинальный прогиб.

Поперечные разломные зоны северо-восточного простирания секут структуры Большого Кавказа и обусловливают ступенчатое погружение их к северо-западу. Это Пшехско-Адлерская, Туапсинская, Геленджикско-Анапская поперечные разломные зоны. Кроме того, ступенчатое погружение происходит и по продольным разломам, параллельным берегу Черного моря. Продольные разломы осложнены надвигами, а иногда и тектоническими покровами. Таков, например, Воронцовский надвиг и покров в районе восточнее Сочи и Адлера, частично перекрывающий Адлерский периклинальный прогиб. Активность разломов обусловливает сейсмичность береговых тектонических структур. Эпицентры землетрясений сосредоточены в нескольких сейсмических районах: Гагринском, Сочинском, Туапсинском и Анапском.

Отдельные эпицентры землетрясений расположены в море в районах Гагры и Сухуми. Землетрясения силой 3—5 баллов происходят здесь довольно часто. Реже случаются более сильные толчки (см. табл. 205).

Некоторые из землетрясений были катастрофическими. Так, имеются исторические данные о полном разрушении на месте нынешнего Сухуми его древних предшественников — Диоскурии (550 лет до н. э.) и Себастополиса (400-е годы н. э.). Сейсмичность района Сухуми обусловлена подвижками блоков в поперечной разломной зоне, секущей Большой Кавказ из района восточнее Ставрополя в направлении к Сухуми.

Для современных относительно сильных землетрясений примером служат Краснополянские и Анапское.

З е м л е т р я с е н и е   К р а с н о п о л я н с к о е, 1955 г., 21 декабря, 19 ч. 55 мин. Эпицентр в районе пос. Красная Поляна. 43.6° с. ш., 40.1° в. д. M=4,3. H=4 км. Сила 7 баллов. Обвалы в горах. Повреждения зданий.

З е м л е т р я с е н и е   К р а с н о п о л я н с к о е, 1955 г., 25 декабря, 18 ч. 43 мин. Эпицентр в районе Красной Поляны. 42.7° с. ш., 42.3° в. д. M=4,8. H-10 км. Сила 7 баллов. Разрушения зданий. В долине р. Хоста обвал-оползень объемом около 14 млн м³, временно запрудивший реку (*Джабуа и др.,* 1958).

З е м л е т р я с е н и е   А н а п с к о е, 1966 г., 12 июля, 18 ч. 53 мин. Эпицентр в море. 44.7° с. ш., 37.3° в. д. M=5,8. H=55 км. Сила 7 баллов. Повреждения зданий. Обвалы в горах (*Ананьин, Зыбин,* 1970; *Ананьин,* 1977).

Крымский сейсмический пояс. Северный и Южный сейсмические пояса Большого Кавказа сливаются в районе Таманского п-ова и продолжаются дальше на запад в виде Крымского сейсмического пояса. Он протягивается на 300 км вдоль Южного берега Крыма.



Большой Кавказ. Черноморский сейсмический пояс. В левом верхнем углу — район Сухуми. Снимок из космоса

Землетрясения в нем происходят относительно редко и обусловлены поддвигом под Крым литосферы на северной границе Черноморского литосферного блока. Наиболее сильные землетрясения в Крыму до 8—9 баллов — наблюдались в пределах узкой полосы Южного берега Крыма от Алушты до Балаклавы. Эпицентры землетрясений располагаются в море на подводном континентальном склоне, который, очевидно, представляет собой разломный уступ, отделяющий материковую отмель от глубоководной части Черного моря. Ниже приводится перечень наиболее сильных землетрясений (см. табл. 206).

Некоторые землетрясения имели катастрофический характер.

З е м л е т р я с е н и е С у д а к с к о е, 1869 г., 11 октября, 11 ч. 10 мин. Эпицентр в районе гор. Судак. 44.8° с. ш., 34.9° в. д. M=5,6. H=18 км. Сила 7 баллов. Сильные разрушения зданий. Цунами на море (Новый каталог, 1977).

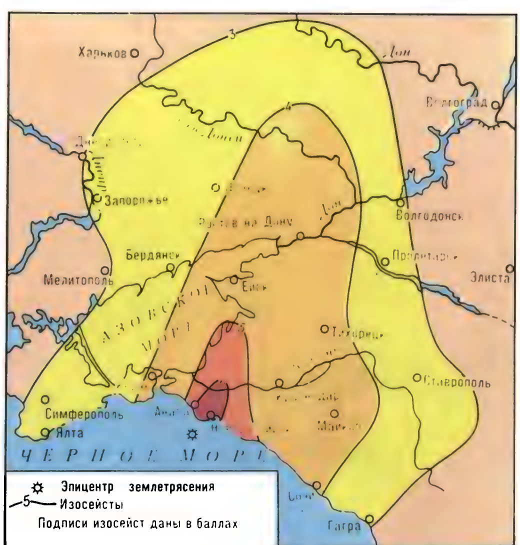
З е м л е т р я с е н и е Х е р с о н е с с к о е, 1875 г., 25 июля, 04 ч. 28 мин. Эпицентр в районе Севастополя. 44.5° с. ш., 33.4° в. д. M=5,2. H=9 км. Сила 8 баллов. Сильные разрушения зданий, пожары. Изменения дебита воды в источниках. Провалы на местности.

Таблица 205

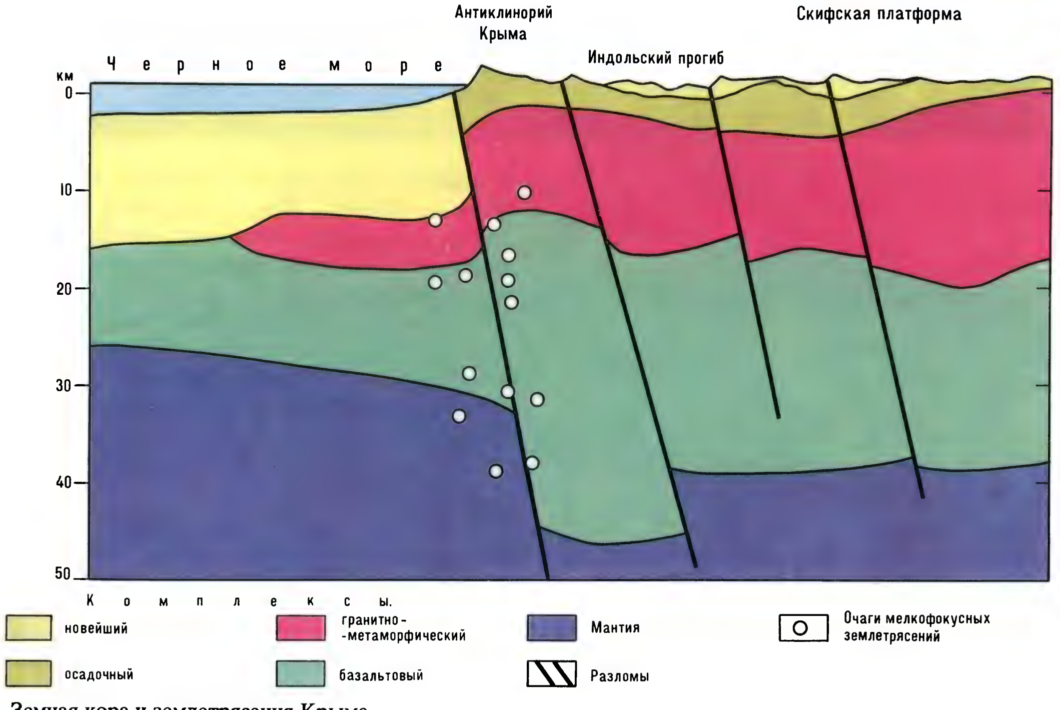
Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
РАЙОН О. РИЦА								
1968	май	13	02 ч. 46 мин.	43.5	40.6	4,5	15	6
РАЙОН КРАСНОЙ ПОЛЯНЫ								
1955	декабрь	21	19 ч. 55 мин.	43.6	40.1	4,3	4	7
1955	декабрь	25	18 ч. 43 мин.	42.7	42.3	4,8	10	7
РАЙОН СОЧИ								
1870	июль	7	09 ч. 36 мин.	43.6	39.9	4,8	10	7
1870	июль	8	07 ч. 20 мин.	43.6	39.9	5,3	13	8
1970	декабрь	4	01 ч. 59 мин.	43.8	39.3	5,1	7	8
РАЙОН ПОС. ГОЛОВИНКА И ЛАЗАРЕВСКОЕ								
1912	октябрь	10	22 ч. 39 мин.	43.7	39.5	3,2	5	6
1912	октябрь	13	09 ч. 15 мин.	43.7	39.5	3,4	5	6
1912	октябрь	29	06 ч. 13 мин.	43.6	39.6	3,7	6	6
1959	сентябрь	25	07 ч. 19 мин.	43.8	39.4	4,3	5	7
РАЙОН ТУАПСЕ								
1909	апрель	18	10 ч. 45 мин.	44.1	42.0	4,6	9	7
1935	октябрь	18	10 ч. 38 мин.	44.0	39.3	3,4	4	6
1936	декабрь	14	18 ч. 16 мин.	44.1	39.1	4,3	7	7
1937	июнь	4	20 ч. 34 мин.	44.4	38.6	4,0	7	7
РАЙОН АНАПЫ								
1905	октябрь	4	22 ч. 29 мин.	44.7	37.4	5,1	15	7
1966	июль	12	18 ч. 53 мин.	44.7	37.3	5,8	55	7



Краснополянское землетрясение 1955 г. (по И. В. Ананьину)



Анапское землетрясение 1966 г. (по И. В. Ананьину)



Земная кора и землетрясения Крыма (по В. Б. Соллогубу и др.)

Паника населения (*Шебалин,* 1977).

Землетрясение Крымское, 1927 г., 26 июня, 11 ч. 20 мин. Эпицентр в 20 км юго-восточнее Ялты. 44.4° с. ш., 34.4° в. д. M=6,0. H=27 км. Сила 7 баллов. Три сильных толчка. Обвалы в горах. Разрушение зданий. Цунами на море высотой 70 см. Площадь сотрясений 400 тыс. км (*Шебалин,* 1977).

Землетрясение Крымское, 1927 г., 11 сентября, 22 ч. 16 мин. Эпицентр в районе Ялты. 44.3° с. ш., 34.3° в. д. M=6,8. H=17 км. Сила 9 баллов. Землетрясение охватило весь Крым и соседние территории. Площадь 1 млн км^2. Большое количество афтершоков.



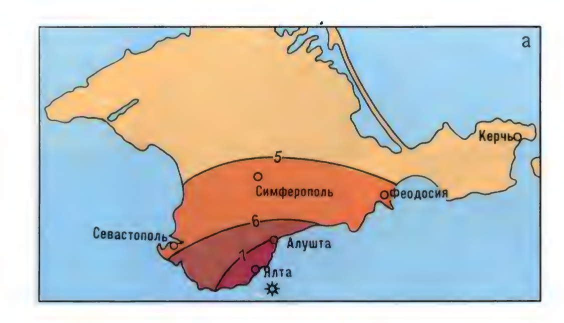
Гурзуф, где 26 июля 1980 г. произошло пятибалльное землетрясение

Сильные разрушения зданий в ряде городов Крыма. Убытки 25 млн руб. Обвалы и оползни в горах. Гибель и ранения людей (*Шебалин,* 1977).

З е м л е т р я с е н и е Г у р з у ф с к о е, 1980 г., 26 июля, 00 ч. 19 мин. Ощущалось на территории в 1 тыс. км^2. С наибольшей силой (5 баллов) проявилось на Южном берегу Крыма в районе Ялты и Гурзуфа. Эпицентр находился в море на подводном склоне, отделяющем материковую отмель от глубоководной морской котловины. Сила землетрясения (в баллах): в Гурзуфе — 5, в Ялте — 4, в Алупке — 4, в Алуште — 3. Повторные толчки силой до 3 баллов (Ялта) в течение трех дней. Разрушений и жертв не было (*Тростников* и *др.*, 1983).

Таблица 206

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1471	сентябрь	9	—	44.3	34.3	6,0	20	8
1615	июнь	5	—	44.9	36.5	5,7	10	8 цунами
1832	январь	29	09 ч. 28 мин.	44.7	34.5	4,2	12	6
1869	октябрь	11	11 ч. 10 мин.	44.8	34.9	5,6	18	7 »
1875	июль	25	04 ч. 28 мин.	44.5	33.4	5,3	9	8
1875	август	8	11 ч. 00 мин.	45.0	35.5	4,9	12	7
1919	декабрь	25	21 ч. 42 мин.	44.6	34.6	5,7	24	7
1923	март	1	23 ч. 15 мин.	44.8	35.0	4,3	4	7
1927	июнь	26	11 ч. 21 мин.	44.4	34.4	6,0	27	7
1927	сентябрь	11	22 ч. 16 мин.	44.3	34.3	6,8	17	9
1929	февраль	4	02 ч. 00 мин.	44.7	36.1	4,5	15	6
1931	июль	1	00 ч. 56 мин.	44.5	34.2	4,3	18	5
1934	декабрь	26	00 ч. 25 мин.	44.4	34.3	4,6	18	6
1957	март	18	23 ч. 17 мин.	44.5	33.0	5,5	15	7
1972	август	6	00 ч. 53 мин.	44.6	32.7	4,0	15	6





Землетрясения Крымские 1927 г.:
(а) 26 июня,
(б) 11 сентября
(по Г. П. Горшкову)



Разрушение дома в Балаклаве

Глава 4

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МАЛОГО КАВКАЗА

Малый Кавказ представляет собой северную периферию в сфере влияния поддвига Аравийской литосферной плиты. Он состоит из нескольких литосферных блоков. На севере находится Риони-Куринский блок. Он ограничен с севера зоной поддвига Закавказской эпигерцинской плиты под Большой Кавказ, а с юга — Севано-Акеринским глубинным разломом. По этому разлому происходит надвигание Малого Кавказа на Риони-Куринский блок. Южнее расположены Эрзурум-Ахалкалакский, Арагацкий, Араратский, Севанский, Нахичеванский и Зангезурский блоки небольших размеров. Последние два блока ограничены на востоке Нижнеараксинским глубинным разломом северо-восточного простирания. К востоку от него расположен Талышский литосферный блок. Он в свою очередь отделен от Южно-Каспийской впадины Западно-Каспийским разломом.

По разломам, ограничивающим блоки, происходят сдвиги литосферы и землетрясения. Они сосредоточены в тектонических узлах — в пересечениях разломов. Можно выделить следующие сейсмические районы: Аджаро-Триалетский, Ахалкалакский (Джавахетский), Ленинаканский (Гюмринский), Араратский, Зангезурский, Талышский.

Аджаро-Триалетский сейсмический район. В этой местности землетрясения обусловлены надвиганием Аджаро-Триалетского хребта на опущенную в Рионской впадине Закавказскую эпигерцинскую плиту. По разломам здесь происходят сильные землетрясения (см. табл. 207).

Примерами служат Табацкурское и Боржомское землетрясения.

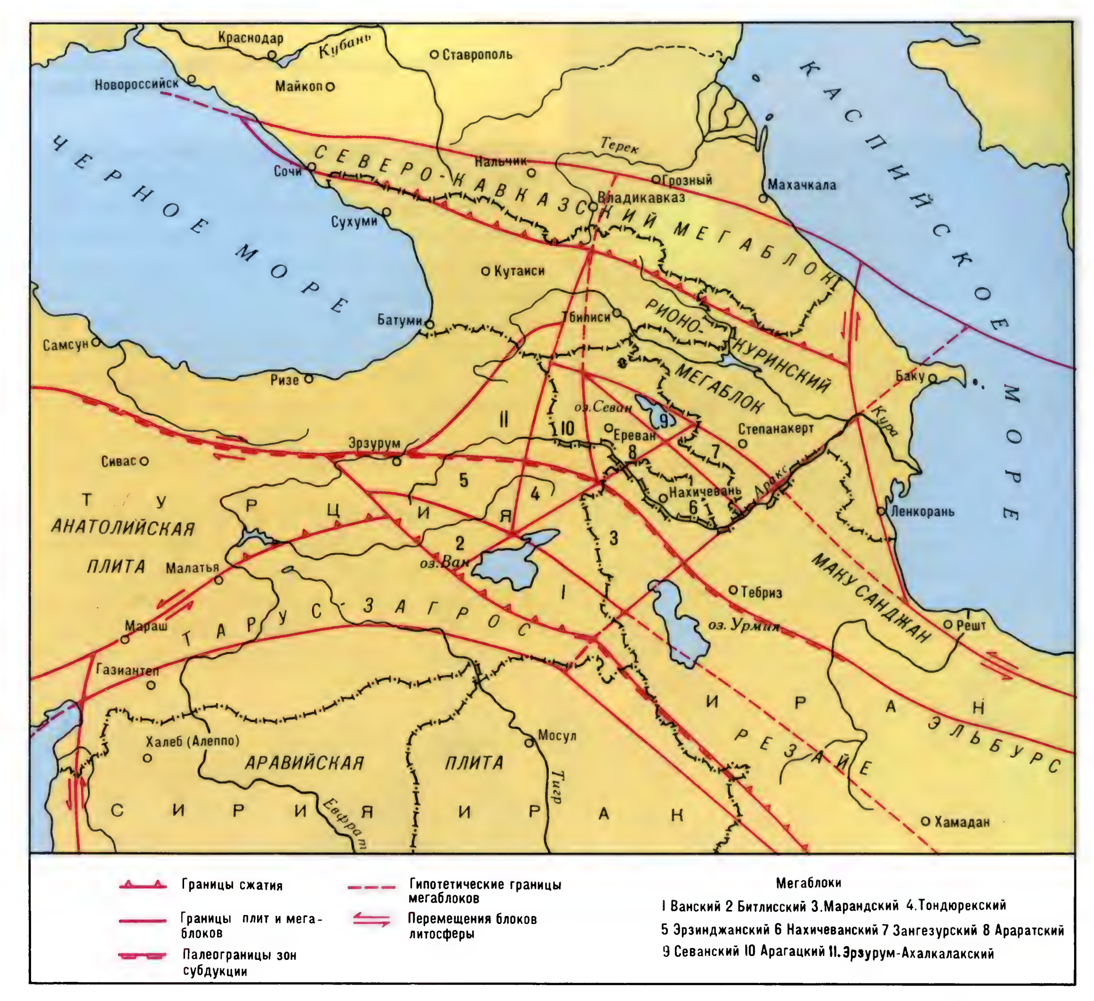


Схема мегаблоков Малого Кавказа
(по А. Акопяну)

З е м л е т р я с е н и е Т а б а ц к у р с к о е, 1940 г., 7 мая, 22 ч. 24 мин. Эпицентр у оз. Табацкури. 41.7° с. ш., 43.8° в. д. М=6,0. Н=19 км. Сила 8 баллов. Разрушение зданий во многих пунктах. В Табацкури разрушено 149 домов, в пос. Ашкель — 178 домов и т. д. Гибель людей (*Кириллова* и *др.*, 1960; *Карапетян,* 1986).

З е м л е т р я с е н и е Б о р ж о м с к о е, 1970 г., 3 января, 06 ч. 55 мин. Эпицентр близ Боржоми. 41.8° с. ш., 43.3° в. д. М=4,7. Н=5 км. Сила 8 баллов. Большое (605) количество афтершоков. Разрушение зданий в Боржоми и Бакуриани (*Айвазишвили* и *др.,* 1973; *Карапетян,* 1986).

А х а л к а л а к с к и й с е й с м и ч е с к и й р а й о н соответствует северной части Джавахетско-Армянского вулканического нагорья. Здесь происходят частые землетрясения. Даже сильные землетрясения имеют небольшие магнитуды. Сильные проявления их на поверхности обусловлены неглубоким залега-

Таблица 207

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1959	май	20	19 ч. 49 мин.	41.9	41.8	5,1	13	8
1970	январь	3	06 ч. 55 мин.	41.8	43.8	4,7	5	7
1899	декабрь	31	10 ч. 50 мин.	41.6	43.5	5,4	8	9
1940	май	7	22 ч. 24 мин.	41.7	43.8	6,0	19	8
1920	февраль	20	11 ч. 45 мин.	42.0	44.1	6,2	11	9
1953	январь	22	05 ч. 54 мин.	41.8	45.01	3,6	5	6

нием очагов. Это местные землетрясения (см. табл. 208).

Землетрясение Дманисское, 1978 г., 2 января, 06 ч. 36 мин. Эпицентр в 15 км от с. Дманиси. М=5,2. Н=15 км. Сила 8 баллов. Землетрясение ощущалось на территории 50 тыс. км^2. Разрушено 1562 дома, повреждено 5462 дома. Гибель скота. Убытки 2,4 млн руб. («Дманисское землетрясение 2 января 1978 г.», 1982).

Землетрясение Мадатапское, 1959 г., 8 декабря, 13 ч. 34 мин. Эпицентр на южном краю Ахалкалакского лавового плато у оз. Мадатапа. 41.2° с. ш., 43.8° в. д. М=5,4. Н=10 км. Сила 8 баллов. Более 2 тыс. афтершоков в течение первых двадцати дней. Они распределялись на территории около 1 тыс. км^2. Разрушения зданий в селениях (*Цхакая и др.,* 1963; *Гоцадзе,* 1968; *Махатадзе, Бакрадзе,* 1968; *Карапетян,* 1986).

Землетрясение Абул-Самсарское, 1986 г., 13 мая, 08 ч. 44 мин. Эпицентр в пограничной области СССР с Турцией. 41.5° с. ш., 43.7° в. д. М=6,1. Н=10 км. Сила 8 баллов. Разрушения построек (*Ершов, Попова,* 1988).

Землетрясение Картлийское (Горийское), 1920 г., 20 февраля, 11 ч. 45 мин. Эпицентр в районе Гори. 42.0° с. ш., 44.1° в. д. М=6,2. Н=11 км. Сила 9 баллов. Повсеместное разрушение зданий в Гори и в селениях Бетлени и Хидистави. Опрокидывание памятников в меридиональном и широтном направлениях с поворотом их вокруг вертикальной оси. Погибли 40 человек (*Папалашвили, Айвазашвили, Вазарашвили,* 1977).

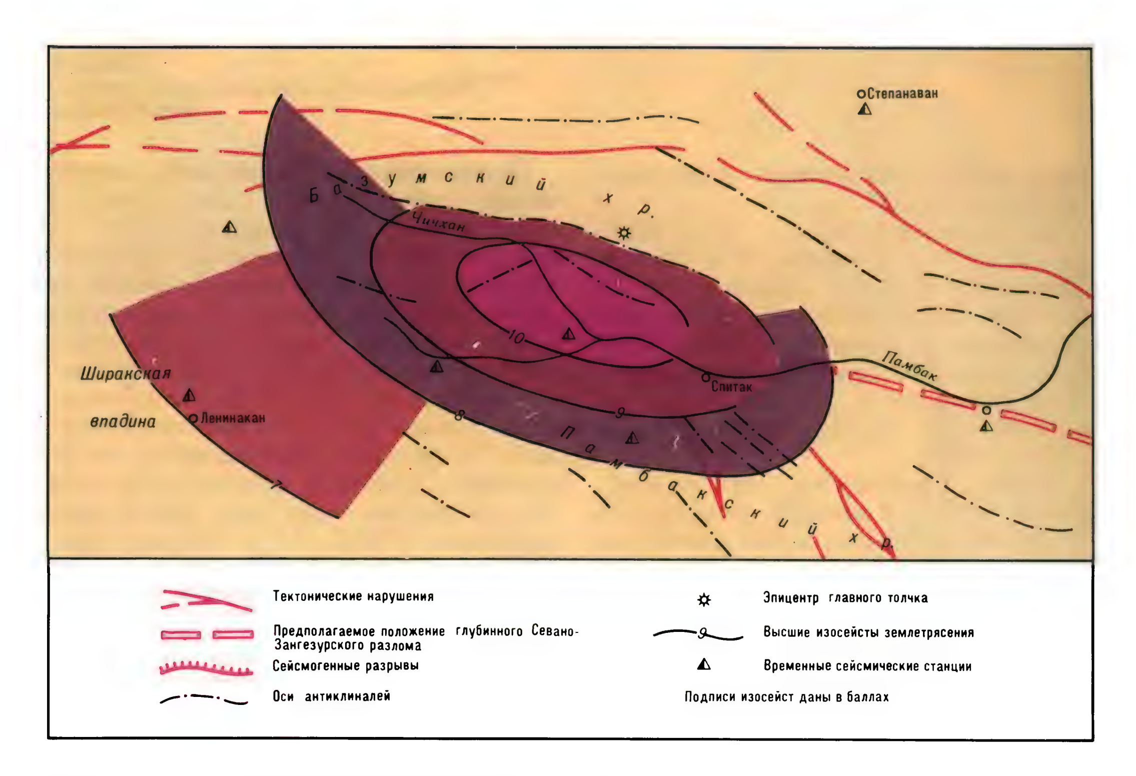
Ленинаканский (Гюмринский) сейсмический район, южнее Джавахетского представляет собой западную часть Севанской межгорной впадины, ограниченную Севанским глубинным разломом от расположенного южнее приподнятого блока Ширакского хребта. Впадина стала формироваться с миоцена и активна в настоящее время. Следствием этого являются сильные поверхностные землетрясения. Так, восьми-девятибалльные землетрясения полностью разрушили в этом районе древний город Ани. Таковы землетрясения в 1046, 1132 и 1319 гг. Семибалльные землетрясения происходили в этом районе 14 ноября 1916 г., 2 февраля 1924 г., 8 декабря 1961 г., 30 января 1967 г. Особенно сильными были Ленинаканское в 1926 г. и Спитакское в 1988 г. землетрясения.

Форшок Ленинаканского землетрясения, 22 октября, 16 ч. 44 мин. Эпицентр на восточном борту Ленинаканской впадины. 40.7° с. ш., 43.7° в. д. М=5,2. Н=8 км. Сила 8 баллов.

Главный толчок землетрясения 1926 г., 22 октября, 19 ч. 59 мин. 40.7° с. ш., 43.7°в. д. М=5,7. Н=7 км. Сила 9 баллов. Землетрясение охватило территорию около 45 тыс. км^2. Сильные разрушения в Ленинакане и в 44 окрестных деревнях. Разрушено 4246 зданий. Погибли 330 человек. Ранены 487 человек. В Ленинакане 57 тыс., в селах 93 тыс. человек остались без крова. Землетрясение произошло после многовекового сейсмического затишья. До этого землетрясения были в 1045, 1132, 1319 гг. Ими был разрушен древний город Ани (*Лебедев,* 1927; *Бюс, Гигинейшвили,*

Таблица 208

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1912	октябрь	12	19 ч. 49 мин.	41.4	43.7	5,6	28	7
1954	июнь	11	11 ч. 26 мин.	41.4	44.1	4,6	12	7
1958	май	30	05 ч. 16 мин.	41.3	43.9	4,3	5	7
1958	май	31	03 ч. 50 мин.	41.4	43.9	4,7	17	7
1958	май	31	09 ч. 31 мин.	41.3	44.0	4,5	15	7
1959	декабрь	8	13 ч. 34 мин.	41.2	43.8	5,4	10	8
1961	декабрь	3	18 ч. 32 мин.	41.0	44.1	4,9	10	7
1967	июнь	29	08 ч. 23 мин.	41.4	43.9	4,4	10	7
1974	март	30	00 ч. 35 мин.	41.4	44.0	3,9	7	7
1978	январь	2	06 ч. 31 мин.	41.4	44.1	5,2	15	8



Землетрясение Спитакское (по Н. В. Шебалину и Б. А. Борисову)

1943; *Бабаян,* 1977; *Габриелян* и *др.,* 1981; *Карапетян,* 1986).

Землетрясение Спитакское, 1988 г., 7 декабря, 07 ч. 41 мин. Очаг в Северо-Севанской разломной зоне Севанского синклинория, протягивающегося на запад от оз. Севан в виде узкого грабена между Ахалкалакским и Армянским вулканическими нагорьями. Эпицентр северо-западнее гор. Спитака. 40.86° с. ш., 44.24° в. д. Магнитуда по объемным волнам 6,8, по поверхностным волнам — 7,1. Глубина очага 10 км. Сила 10—11 баллов. Толчок был тройным — сначала удар небольшой силы, затем через 5 сек., а еще через 14 сек. — самый сильный (*Шебалин, Борисов,* 1989). Размеры очага составили 35 км по простиранию разлома и 40 км по его падению. Азимут простирания разлома 120°. Угол падения 50° (*Никонов,* 1990).

Землетрясению предшествовали слабые форшоки начиная с лета 1988 г. Последний из них произошел за 16,5 часа до катастрофы. После нее последовали многочисленные афтершоки. Первый из них с магнитудой 5,8 произошел через 4 мин. 20 сек. после главного толчка. С 7 по 17 декабря произошло 367 афтершоков. Из них 94 имели силу более 5,5 балла (Известия, 14 декабря 1988 г.). Эпицентры афтершоков концентрировались в трех зонах: в районе Спитака, юго-западнее Кировакана и севернее Ленинакана. Очаги афтершоков располагались на глубинах до 40 км. Наиболее сильными были афтершоки 31 декабря 1988 г. с магнитудой 4,5, силой 7 баллов и 4 января 1989 г. с магнитудой 4,7. Землетрясение произошло в условиях сильного сжатия литосферы в направлении с юга на север, что обусловило взброс северного крыла разрыва в очаге и поддвигание южного крыла.

Землетрясение обусловило обвалы в горах, разломы на поверхности общей длиной до 37 км. Вдоль разломов произошли смещения типа правосторонних взбросо-сдвигов (смещение северных крыльев на восток). По данным правительственной комиссии, последствия землетрясения оказались катастрофическими. Произошло полное разрушение гор. Спитака (20 тыс. жителей, гибель 40% их), разрушение на 80% гор. Ленинакана (290 тыс. жителей, гибель 4% их), большие разрушения в городах Кировакан и Степанаван — гибель 0,2% населения (*Айзенберг,* 1989). В обширном районе произошло разрушение дорог, мостов, железных дорог. В сельской местности пострадало 90 колхозов и 200 совхозов. Полностью разрушено 58 селений (21 тыс. домов), частично разру-



Разрушение зданий в Ленинакане

шено 385 селений. Погибло 25 тыс. голов крупного рогатого скота, 45 тыс. овец, 8 тыс. свиней. Ущерб по агропрому Армении составил около 2 млрд руб. (газеты «Правда» от 21 декабря 1988 г., «Сельская жизнь» от 23 декабря 1988 г.; *Velkov,* 1989).

В результате землетрясения погибли около 25 тыс. человек. Остались без крова около 500 тыс. человек. Общий ущерб составил около 8 млрд руб. (сообщения печати; *Шебалин, Борисов,* 1989; *Рейснер,* 1989; *Борисов, Рогожин,* 1989; *Трифонов, Караханян, Кожурин,* 1989).

Араратский сейсмический район соответствует одноименной межгорной впадине с долиной среднего течения Аракса в ней. Сюда же присоединяются Нахичеванская и Ереванская (Котайская) впадины, заполненные миоценовыми породами. Все эти впадины сейсмичны (см. табл. 209).

Некоторые землетрясения имели катастрофическую силу.



Характерное разрушение зданий в Спитаке

Землетрясение Двинское, 893 г., 27 марта. Эпицентр у древнего гор. Двин — бывшей столицы Армении. 40.0° с. ш., 44.6° в. д. M=5,3. H=5 км. Сила 9 баллов. Сильные разрушения зданий. Большое количество жертв. До этого гор. Двин разрушался землетрясениями в 851, 858, 863, 869 гг. (*Габриэлян* и *др.*, 1981; *Карапетян,* 1986).

Землетрясение Гарнинское, 1679 г., 4 июня, 04 ч. 00 мин. Эпицентр в районе гор. Ереван. 40.1° с. ш., 44.7° в. д. M=5,9. H=15 км. Сила 9 баллов. Сильные разрушения зданий. Гибель 7600 человек (*Карапетян,* 1986).

Землетрясение Цахкадзорское, 1827 г., 8 октября. Эпицентр восточнее Еревана. 40.5° с. ш., 44.8° в. д. M=5,0. H=9 км. Сила 8 баллов. Сильные разрушения зданий во многих поселках (*Бабаян,* 1977; *Карапетян,* 1986).

Землетрясение Араратское, 1840 г., 2 июля, 16 ч. 00 мин. Эпицентр в Араратской впадине. 39.7° с. ш., 44.4° в. д. M=6,8. H=18 км. Сила 9 баллов. Землетрясение проявилось на

Таблица 209

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
893	март	27	—	40.0	44.8	5,3	5	9
1679	июнь	4	04 ч. 00 мин.	40.1	44.7	5,9	15	9
1827	октябрь	8	—	40.5	44.8	5,0	9	8
1840	июль	2	16 ч. 00 мин.	39.7	44.4	6,7	18	9
1937	январь	7	20 ч. 48 мин.	40.1	44.4	4,6	10	7
1937	январь	12	05 ч. 03 мин.	39.7	45.3	3,4	4	7
1962	сентябрь	4	22 ч. 59 мин.	39.9	44.1	5,2	10	8
1973	июнь	16	08 ч. 59 мин.	40.4	44.5	3,7	9	6

Разрушения в Спитаке



Араратский сейсмический район. Ереванская впадина

территории 5 тыс. км^2. Сильные разрушения во многих населенных пунктах. Разрушено 3135 домов. Гибель людей (*Бабаян,* 1977; *Карапетян,* 1986).

З е м л е т р я с е н и е Е р е в а н с к о е, 1937 г., 7 января, 20 ч. 47 мин. Эпицентр у пос. Паракар. 40.1° с. ш., 44.4° в. д. M=4,8. H=10 км. Сила 7 баллов. Повреждено 6400 зданий (*Бюс* и *др.,* 1937; *Бабаян,* 1977; *Карапетян,* 1986).

Зангезурский сейсмический район. Характерен активными поднятиями литосферных глыб в Зангезурском и Баргушатском хребтах. С их разломами связаны землетрясения. Примером могут служить сейсмические толчки в 1931 и 1968 гг.

З е м л е т р я с е н и е З а н г е з у р с к о е, 1931 г., 27 апреля, 16 ч. 50 мин. Эпицентр близ Зангезурского хребта. 39.2° с. ш., 46.0° в. д. M=6,3. H=22 км. Сила 9 баллов. Землетрясение проявилось на территории около 100 тыс. км^2. Разрушено 100 селений. Человеческие жертвы (*Горшков,* 1933; *Бабаян,* 1977; *Карапетян,* 1986). Землетрясение было обусловлено сильным сжатием литосферы в меридиональном направлении (*Широкова,* 1967).

Землетрясение Зангезурское, 1968 г., 9 июня, 00 ч. 56 мин. Эпицентр между Зангезурским и Баргушатским хребтами. 39.2° с. ш., 46.2° в. д. М=4,9. Н=11 км. Сила 8 баллов. Большое количество афтершоков. Повреждения зданий (*Бабаян,* 1977). Землетрясение произошло вследствие сжатия литосферы в меридиональном направлении (*Широкова,* 1967; *Баграмян,* 1972).

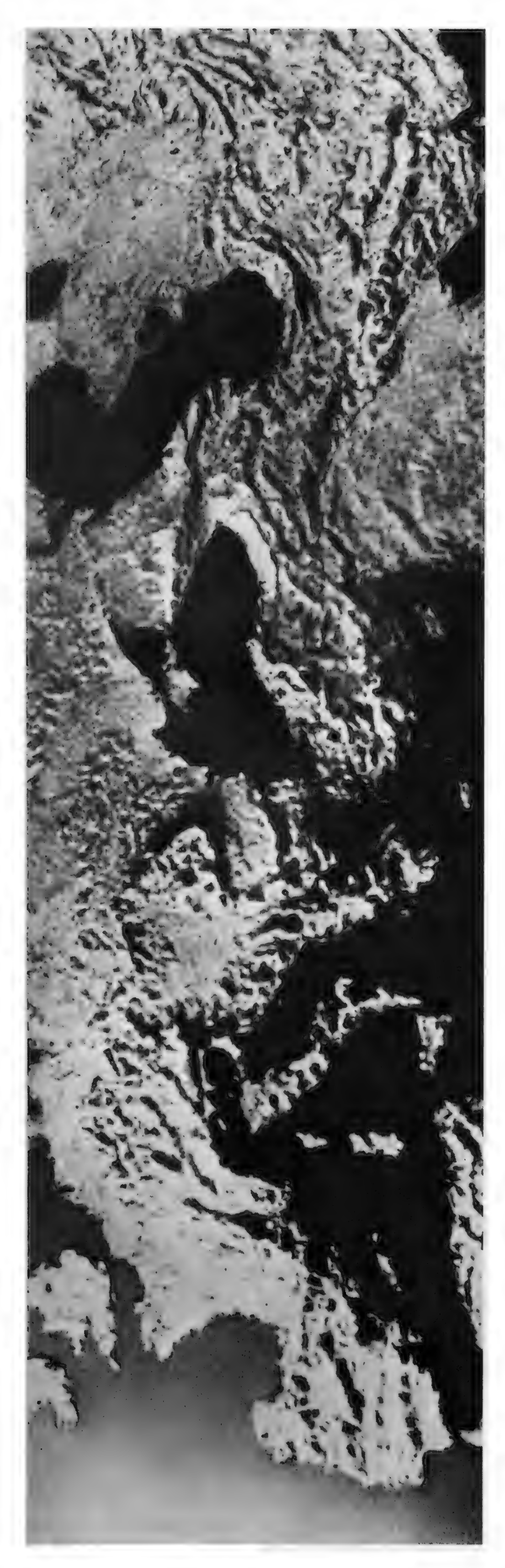
Землетрясение Каджаранское, 1968 г., 1 сентября, 05 ч. 40 мин. Эпицентр близ гор. Каджаран. 39.2° с. ш., 46.2° в. д. М=4,7. Н=6 км. Сила 8 баллов. Сильные повреждения зданий в населенных пунктах (*Карапетян,* 1986).

Талышский сейсмический блок-район ограничен впадинами: Нижне-Араксинской, Нижне-Куринской, Южно-Каспийской, Тебризской. Поднятие Талышского блока вытянуто в северо-западном направлении вдоль разломов и сложено сильнодислоцированными породами палеогена. Восточная часть блока образует сложную переходную зону в Южно-Каспийской впадине. С разломами связаны землетрясения (см. табл. 210).

Землетрясение Ленкоранское, 1913 г., 16 апреля, 06 ч. 00 мин. Эпицентр на разломе, отделяющем Талышское поднятие от Южно-Каспийской впадины. 39.1° с. ш., 48.6° в. д. М=5,1. Н=12 км. Сила 7 баллов. Повреждения зданий в гор. Ленкорань. Область распределения эпицентров землетрясений прослеживается на север от Ленкорани вдоль юго-западного берега Каспийского моря (*Кириллова* и *др.,* 1960; *Карапетян,* 1986).

Таблица 210

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*М*	*Н, км*	*Сила*
1913	апрель	16	06 ч. 00 мин.	39.1	48.6	5,1	12	7
1929	декабрь	25	22 ч. 26 мин.	39.4	48.7	3,8	6	6
1949	июнь	18	01 ч. 14 мин.	38.7	49.0	3,9	10	6
1951	март	12	15 ч. 46 мин.	39.3	48.3	4,0	17	6
1958	июль	31	10 ч. 28 мин.	38.8	49.4	4,8	20	—
1958	август	13	00 ч. 33 мин.	39.9	48.2	4,7	12	7
1964	март	29	23 ч. 04 мин.	39.2	49.0	4,6	14	6
1965	май	15	18 ч. 43 мин.	39.9	48.0	4,0	10	6



Часть четвертая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОСТОЧНО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Восточно-Средиземноморский регион характерен сложным взаимодействием Африканской, Аравийской и Европейской литосферных плит. Сложность обусловлена наличием в Восточно-Средиземноморском регионе многих жестких литосферных блоков, вокруг которых формировались складчатые структуры, испытавшие в процессе своего развития большие горизонтальные перемещения с образованием покровов. Так возникли покровно-надвиговые горные дуги Карпат и Альп, обусловленные перемещением складчатых структур на северо-восток и на север. Такова и надвигово-складчатая структура Динарид, Эллинид, Балканид (*Хаин,* 1984).

В общем виде взаимодействие Африканской, Аравийской и Европейской литосферных плит сводится к движению Аравийской и Африканской плит на север и к оттеснению Малоазиатского литосферного блока на запад, а Адриатического — на северо-восток. Поэтому Малоазиатский блок оказывает сильное воздействие на опущенный Эгейский блок.

Одновременно происходит воздействие на Эгейский блок и фрагментов Африканской плиты. Это вызывает поддвиг литосферы под Эгейский блок по линии Эллинского глубоководного желоба, протянувшегося от Ионических о-вов (у западных берегов Греции) до о-вов Крит и Родос. Фрагмент Африканской плиты в виде Адриатического опущенного блока поддвигается под Динариды. Все эти процессы вызывают многочисленные землетрясения на границах взаимодействующих литосферных блоков (*Makropoulos, Burton,* 1984).

Восточно-Средиземноморская и Западно-Средиземноморская области взаимодействия Аравийской, Африканской и Евразийской литосферных плит

Выступы докембрийского складчатого фундамента
Плиты древних платформ
Области байкальской складчатости
Плиты платформ с дальсландским, байкальским и частично более древним или более молодым фундаментом
Области каледонской складчатости
Области герцинской складчатости
Герцинские краевые прогибы
Области позднегерцинской раннекиммерийской складчатости
Плиты молодых платформ
Чехлы деформированные
Деформированные комплексы внутри платформенных прогибов
Области альпийской складчатости
Древние ядра и массы в пределах альпийской складчатой области
Альпийские межгорные впадины и передовые прогибы
Тектонический уступ в пределах континентальной ступени
Области с корой океанического и субокеанического типа
Контуры Срединноатлантического хребта
Осевые рифты
Ось Срединноатлантического хребта
Трансформные разломы
Разрывные нарушения
Сбросы
Важнейшие надвиги и шарьяжи
Тектонические впадины
Субсеквентные вулканиты
Условные границы

Тектоническая карта Европы и смежных областей (по В. Е. Хаину)



Плитная тектоника Восточного Средиземноморья. Разломы: 1 — Красноморско-Суэцкий; 2 — Левантийский; 3 — Юго-Восточный Анатолийский; 4 — Северо-Анатолийский; 5 — Западно-Анатолийский; 6 — Северо-Эгейский; 7 — Северо-Греческий; 8 — Балканский; 9 — Крымско-Кавказско-Копетдагский; 10 — Южный Большекавказский; 11 — Северный Малокавказский; 12 — Южный Малокавказский; 13 — Восточный Малокавказский; 14 — Эльбурсский; 15 — Загросский

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЭГЕЙСКОГО МОРЯ, ЭЛЛИНИД И ДИНАРИД

Эгейское море представляет собой совокупность задуговой впадины на юге и мелководного моря на севере. Реликтовая островная дуга образована о-вами Родос, Карпатос, Крит, Ионическими о-вами. Она сопровождается глубоководным Эллинским желобом (5217 м), протянувшимся на 1200 км. Северо-западное окончание этого желоба находится в заливе Таранто на юге Италии. Задуговая Критская котловина (2334—2591 м) образовалась вследствие растяжения литосферы Эгейского блока при поддвиге под него Африканской плиты. Северная окраина Эгейского блока граничит с Родопским блоком. Вдоль этой границы в Эгейском море протягивается субширотный Северо-Эгейский грабен, продолжающий грабен Мраморного моря. Западный конец Северо-Эгейского грабена ограничен разломами юго-восточного простирания в районе к северу от Коринфского залива. Они отделяют Эгейский блок от складчатых Эллинид, которые продолжаются на северо-запад Динаридами.

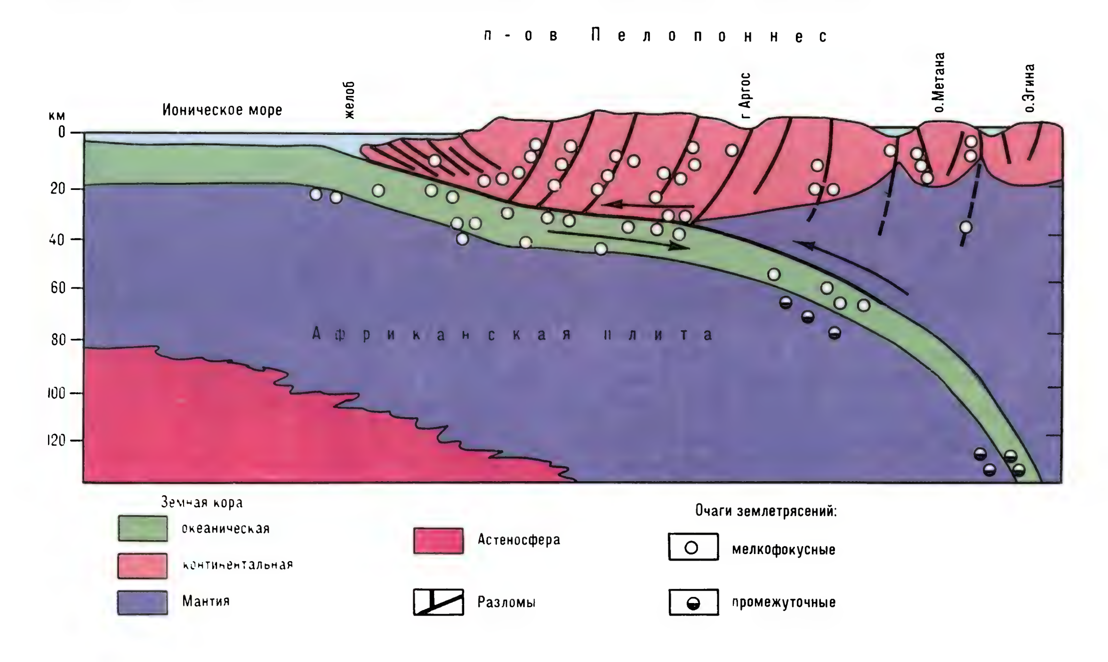
Эллинская островная дуга. Очаги землетрясений приурочены к поверхности поддвига, наклоненной на северо-восток и прослеживающейся до глубины 100—130 км. Она наклонена под углом 25° в центре, 36° на юго-восточном и 42° на северо-западном флангах (*Kondopoulou et al.*, 1985) (см. табл. 211).

Землетрясения Эллинской дуги сильные, поверхностные и промежуточные. Некоторые из них вызывали волны цунами (*Comminakis, Papazachos,* 1980).

Центральная Греция. Система литосферных блоков Центральной Греции примыкает к северному флангу Эллинской дуги. В ней выделяются: блок п-ова Пелопоннес, блок Пинд, блок о-ва Эвбея. Они разделены разломами Коринфского залива, проливов Эввоикос, Эврипос. С разломами связаны землетрясения, которые по своей силе превосходят землетрясения Эллинской дуги (см. табл. 212).

З е м л е т р я с е н и е К о р и н ф с к о е, 1861 г., 26 декабря, 06 ч. 49 мин. Эпицентр на южном берегу Коринфского залива близ пос. Ахайе. 38.25° с. ш., 22.25° в. д. M=7,5. Очаг в земной коре. Сила 11 баллов. Трещины на поверхности земли длиной до 13 км и шириной до 2 м. Обвалы в горах. Опускание береговой равнины вдоль южного

Земная кора и землетрясения Эллинской протоостровной дуги (по Х. Беркхемеру и Г. Ковальчику, с изменениями)



берега Коринфского залива на площади 15 км^2. Многочисленные выбросы жидкой грязи из трещин. Провалы с поглощением в них домов и деревьев. Разрушено 13 деревень (*Karnic,* 1971; *Мушкетов.* 1935).

Землетрясение Коринфское, 1981 г., 24 февраля, 20 ч. 53 мин. Эпицентр в Коринфском заливе. 38.2° с. ш., 22.6° в. д. M=6,7. H=33 км. Сила 9 баллов. Два сильных афтершока произошли через 6 часов (M=6,4) и через 8 дней — 4 марта в 21 ч. 58 мин. (M=6,3). Землетрясение ощущалось на площади 250 тыс. км^2, площадь области восьмибалльного сотрясения 1400 км^2. Изосейсты ориентировались вдоль разлома по заливу, т. е. с запада на восток. Сильные разрушения построек (*Knoury S., Tilford N.* et al., 1983).

Землетрясение Центральногреческое, 1966 г., 5 февраля, 02 ч. 02 мин. Эпицентр в межгорной впадине, в 190 км северо-западнее Афин (провинция Фессалия). 39.1° с. ш., 21.7° в. д. M=6,3. H=22 км. Сила 8 баллов. Сильно пострадали города Кардица, Трикала, Лариса. Разрушено 80% зданий.

Землетрясение Дзумерка, 1967, 1 мая, 07 ч. 08 мин. Эпицентр в горах Дзумерка (литосферный блок Пинд). 39.5° с. ш., 21.2° в. д. M=5,9. H=5 км. Сила 6 баллов. Сильные разрушения в населенных пунктах областей Арта и Янина. Разрушено 5500 зданий. Погибли 9 человек. Ранены 80 человек. Осталось без крова 18 тыс. человек (по сообщениям печати).

Землетрясение в заливе

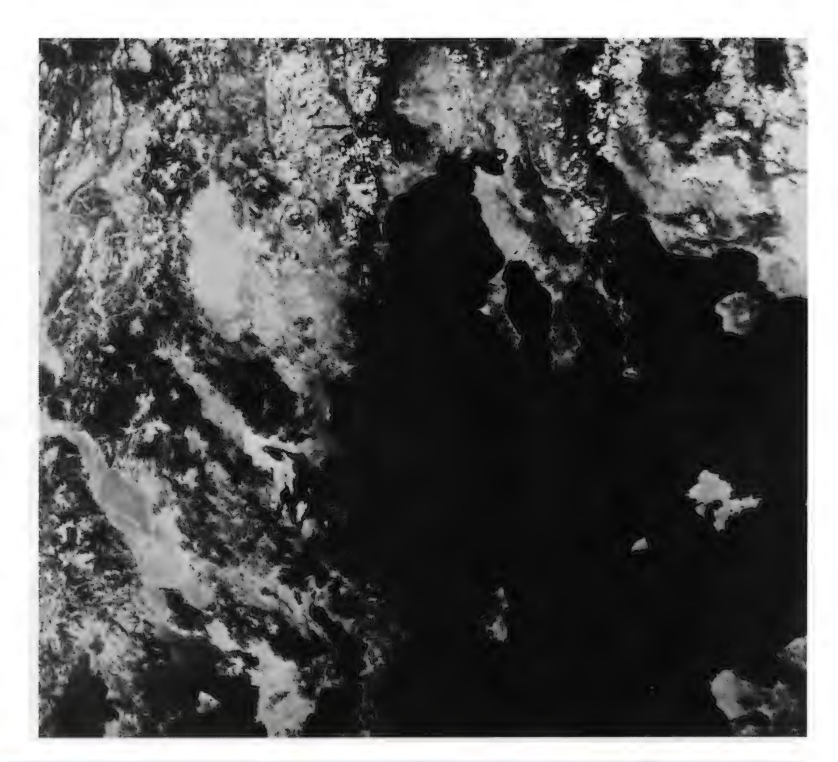
Таблица 211

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила баллы*
1969	январь	14	23 ч. 12 мин.	36.0	29.1	6,2	—	—
1926	июнь	26	—	36.5	27.5	8,3	100	11
1955	июль	6	07 ч. 00 мин.	37.5	27.0	6,2	—	—
1983	март	19	21 ч. 42 мин.	35.1	25.2	6,3	67	—
1979	июнь	15	11 ч. 34 мин.	35.1	24.2	6,1	40	—
1903	август	11	—	36.0	23.0	8,3	100	—
1978	январь	28	03 ч. 30 мин.	34.8	23.6	6,0	—	—
1973	ноябрь	29	10 ч. 58 мин.	35.2	23.8	6,4	26	—
1965	июль	6	03 ч. 19 мин.	38.5	22.3	6,0	—	—
1970	апрель	8	13 ч. 50 мин.	38.4	22.2	6,2	—	—
1966	февраль	5	02 ч. 02 мин.	39.2	21.9	6,0	—	—
1965	апрель	5	08 ч. 13 мин.	37.3	21.7	6,0	—	—
1886	август	27	21 ч. 30 мин.	37.0	21.2	8,4	—	11
1967	май	1	07 ч. 09 мин.	39.7	21.2	6,0	—	—
1953	август	12	09 ч. 23 мин.	38.2	20.2	7,0	—	9
1983	март	23	23 ч. 51 мин.	38.2	20.0	6,2	33	—
1893	июнь	14	—	40.2	19.7	7,5	—	11

Таблица 212

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*Сила*
1966	февраль	5	02 ч. 02 мин.	39.2	21.9	6,0	8
1954	апрель	30	13 ч. 00 мин.	39.5	22.0	6,6	—
1861	декабрь	26	06 ч. 49 мин.	38.2	22.2	7,2	11
1980	июль	9	02 ч. 10 мин.	39.0	22.3	6,5	—
1980	июль	9	02 ч. 36 мин.	39.0	22.3	6,1	—
1870	август	1	00 ч. 40 мин.	38.5	22.5	7,0	11
1980	июль	10	19 ч. 39 мин.	39.4	22.6	5,9	—
1858	февраль	21	09 ч. 00 мин.	39.0	23.0	7,0	10
1894	апрель	20	16 ч. 52 мин.	38.6	23.2	7,0	11
1853	август	18	08 ч. 30 мин.	38.2	23.5	7,0	10
1964	июль	17	02 ч. 34 мин.	38.0	23.5	6,5	—
1981	декабрь	27	17 ч. 39 мин.	39.1	24.9	6,4	—
1981	декабрь	19	14 ч. 11 мин.	39.4	26.3	7,0	—

Эгейское побережье Центральной Греции. Снимок из космоса



Зона землетрясений Центральной Греции. Остров Скиатос в Северных Спорадах



Кипарисиакос. 1988 г., 15 октября, 07. 00 мин. Эпицентр в заливе Кипарисиакос. 37.25° с. ш., 21.30° в. д. M=5,1. H=3 км. Сила 6 баллов. Сильно пострадал портовый гор. Килини в 210 км к западу от Афин (по сообщениям печати).

Северо-Эгейский сейсмический район. Землетрясения здесь приповерхностные и мелкофокусные. Эпицентры их располагаются в море и в прибрежной полосе Греции вдоль южного края Родопского массива (см. табл. 213).

Землетрясение Салоникское, 1978 г., 20 июня, 20 ч. 03 мин. Эпицентр в Южно-Македонской разломной зоне, в 25 км северо-восточнее гор. Салоники. 40.8° с. ш., 23.2° в. д. M=6,7.

H=12 км. Многочисленные (до 116) афтершоки. Площадь эпицентральной зоны 540 км^2. Образование разломов и трещин на поверхности земли в зоне 14×7 км. Сильные разрушения. Погибли 50 человек (*Carver, Bollinger,* 1980; *Karakos et al.,* 1983).

Очень сильными были также землетрясения 19 декабря 1981 г. западнее о. Лесбос и 18 января 1982 г. (M=6,8) в северо-восточной части желоба Спорадос. Еще сильнее (M=7,1) был сейсмический толчок 6 августа 1983 г., который произошел там же (40.2° с. ш., 24.7° в. д.) (*Papaachos et al.,* 1984).

Эллиниды Северной Греции протягиваются на территорию Албании до поперечного сдвига, отделяющего Эллиниды от Динарид. Этот сдвиг сечет Эллиниды по линии оз. Шкодер — гор. Печ (в Венгрии). Складчатые структуры Эллинид на территории Албании подразделяются на Внутренние и Внешние (Восточные) Эллиниды. Они разорваны продольными надвигами, обусловленными перемещением масс на восток.

Надвиги приурочены к разломным зонам-рифтам северо-западного простирания, параллельным береговой линии Адриатического моря. Таковы с запада на восток Прилепско-Эвбейский, Вардарский, Струмский, Местенский, Западно-Болгарский рифты. С ними связаны сейсмические пояса местного значения.

На востоке Албании протягивается субмеридиональная система новейших грабенов по линии гор. Корча — Охридское оз. — гор. Пешкопия. В ней расположены большая тектоническая долина р. Черный Дрин. Здесь происходят сильные землетрясения. В грабене Корча — Охридское озеро они произошли в 1840, 1855, 1931, 1962 гг. (*Loffler,* 1963). Примером может служить землетрясение Дебар.

Землетрясение Дебар, 1967 г., 30 ноября, 07 ч. 24 мин. Эпицентр на границе Албании с Югославией у пос. Дебар (Югославия) в долине р. Черный Дрин. 41.6° с. ш., 20.5° в. д. M=6,6. H=14. Сила 9 баллов. Сильные обвалы в горах. Образование трещин длиной до 10 км. Разрушение домов (*Kosiaj, Sulstarova,* 1980).

Сильные землетрясения происходят на побережье Адриатического моря вследствие поддвига Адриатического блока под **Эллиниды и Динариды.** Они особенно часты близ оз. Шкодер (Скадарское), где по поперечному сдвигу Эллиниды сочленяются с Динаридами. Так, в 1979 г. здесь произошла серия сильных поверхностных землетрясений с эпицентрами в Адриатическом море. Здесь сочетается поддвиг литосферы Адриатической плиты со сдвигом ее блоков по поперечному разлому (*Sulstarova,* 1983).

Складчато-надвиговые сооружения Динарид расположены между Адриатическим погруженным блоком и неогеновой Паннонской впадиной. Они состоят из Внутренних (на западе) и Внешних Динарид. Каждая из этих зон состоит из нескольких подзон, разделенных продольными надвигами. В Динаридах имеются две сейсмические зоны — на Адриатическом побережье и на их восточной границе. Примерами землетрясений на побережье являются Сплитское и Черногорское.

Землетрясение Сплитское, 1962 г., 11 января, 05 ч. 05 мин.

Таблица 213

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1979	июнь	14	11 ч. 45 мин.	38.9	26.5	6,2	3
1981	декабрь	19	14 ч. 11 мин.	39.4	25.4	7,3	33
1968	февраль	19	22 ч. 46 мин.	39.4	25.0	7,0	—
1983	август	6	15 ч. 44 мин.	40.4	24.8	7,1	33
1983	март	6	—	40.2	24.7	7,1	—
1982	январь	18	19 ч. 27 мин.	40.3	24.6	7,0	3
1967	март	4	17 ч. 58 мин.	39.2	24.5	6,5	—
1978	май	23	23 ч. 34 мин.	40.8	23.3	6,1	—
1978	июнь	20	20 ч. 03 мин.	40.7	23.1	6,7	12



Югославия. Западная зона землетрясений Динарид. Город Дубровник, где часто происходят землетрясения

20—27 апреля 1979 г. до глубин 50—60 км (*Cvijanovic et al.*, 1981). Область эпицентров афтершоков представляла собой полосу шириной 40 км, длиной 105 км, вытянутую вдоль берега Адриатического моря. Разломы на поверхности земли в полосе длиной 95 км и шириной 12 км. Взбросо-сдвиги по разломам. Сильные разрушения в гор. Дубровник и в других городах. Погибли 159 человек (*Bouska,* 1980; *Kociaj, Sulstarova,* 1983). Сильнейшее — девятибалльное — землетрясение произошло в том же районе 1 июня 1905 г. Погибли 120 человек.



Югославия. Западная зона землетрясений Динарид. Город Сплит, где 11 января 1962 г. произошло землетрясение

Эпицентр в 45 км восточнее гор. Сплит. 43.3° с. ш., 17.1° в. д. М=6,0. Н=33 км. Повреждения домов (по сообщениям печати).

З е м л е т р я с е н и е   Ч е р н а - Г о р а, 1979 г., 15 апреля, 06 ч. 19 мин. Эпицентр в Адриатическом море у побережья Югославии близ границы с Албанией. 42.1° с. ш., 19.1° в. д. М=7,2. Н=22 км. Сила 9 баллов. Очаг расположен в надвиговой зоне, наклоненной на северо-восток под углом 15°. Серия форшоков 9 апреля 1979 г. с магнитудой толчков до 5,4. Многочисленные (около 2 тыс.) афтершоки до 23 января 1980 г. с магнитудой толчков до 4,3—5,2. Наиболее сильный афтершок 24 мая в 40 км от эпицентра главного толчка. Вспарывание продольного (по отношению к Динаридам) глубинного разлома на глубину до 30 км. Дальнейшее разрастание разрыва

Убытки 340 млн долл. (*Nelson, Ganse,* 1980).

Сильные землетрясения происходят в Динаридах, в их восточной сейсмической зоне. Примерами являются землетрясения в Скопье (Скопле) и Баня-Лука.

З е м л е т р я с е н и е   С к о п ь е, 1963 г., 26 июля 04 ч. 17 мин. Эпицентр в Вардарской разломной зоне, во впадине озера близ гор. Скопье. 42.1° с. ш., 21.5° в. д. М=6,0. Н=4 км. Сила 9 баллов. Скопская впадина — неогеновый грабен. Она расположена поперек Вардарской зоны землетрясений. Площадь, затронутая в нем разрушениями, 160 тыс. км^2. Разрушены десятки тысяч домов. В Скопье разрушено 80% домов. Погибли 1070 человек. Ранены 3 тыс. человек. Общий ущерб около 1200 млн долл. (*Арсовски и др.*, 1964; *Zatopek,* 1964; *Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение Скопье 1963 г. (по С. В. Полякову)



Скопье. Разрушения старых строений

В северной части восточной сейсмической зоны Динарид катастрофическим было землетрясение Баня-Лука.

Землетрясение Баня-Лука, 1969 г., 2 октября, 15 ч. 37 мин. Эпицентр в разломной зоне близ Баня-Лука. 44.9° с. ш., 17.3 в. д. M=6,2. H=20 км. Сила 9 баллов.

Землетрясение охватило территорию около 1 тыс. км^2. Разрушено 408 до-



Скопье. Руины отеля «Македония»



Скопье. Разрушения в центре города

мов, повреждено 8377 домов. Погибли 20 человек (*Шебалин,* 1971; *Kodelja,* 1982).

Северо-западное продолжение восточной граничной зоны Динарид приходится на разломы в долине среднего течения Савы, в районе пос. Сисак, и далее на Динариды в Словении, в окрестностях Любляны и Крань. В этих местах происходят редкие, но сильные мелкофокусные землетрясения с магнитудами до 6,5 и силой до 8 баллов.

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЛКАНО-КАРПАТО-ПАННОНСКОГО РЕГИОНА

Северо-восточнее Родопского массива в Болгарии и Сербо-Македонского в Югославии располагается система тектонических депрессий, окаймленных складчато-надвиговыми горными сооружениями.

На юге это депрессия погруженной



Восточная зона землетрясений Динарид. Юлийские Альпы у города Крань близ Любляны

Мизийской плиты, занятая бассейном нижнего Дуная. Она окаймлена с юга и с запада складчато-надвиговыми сооружениями хребтов Стара-Планины, а на северо-западе и севере — надвиговыми хребтами Южных Карпат.

Далее на северо-западе располагается огромная Паннонская депрессия, обрамленная с юго-востока, востока и севера сложной горной дугой Карпат, а на северо-западе — отрогами Альп. На юго-западе Паннонскую депрессию ограничивают Динариды.

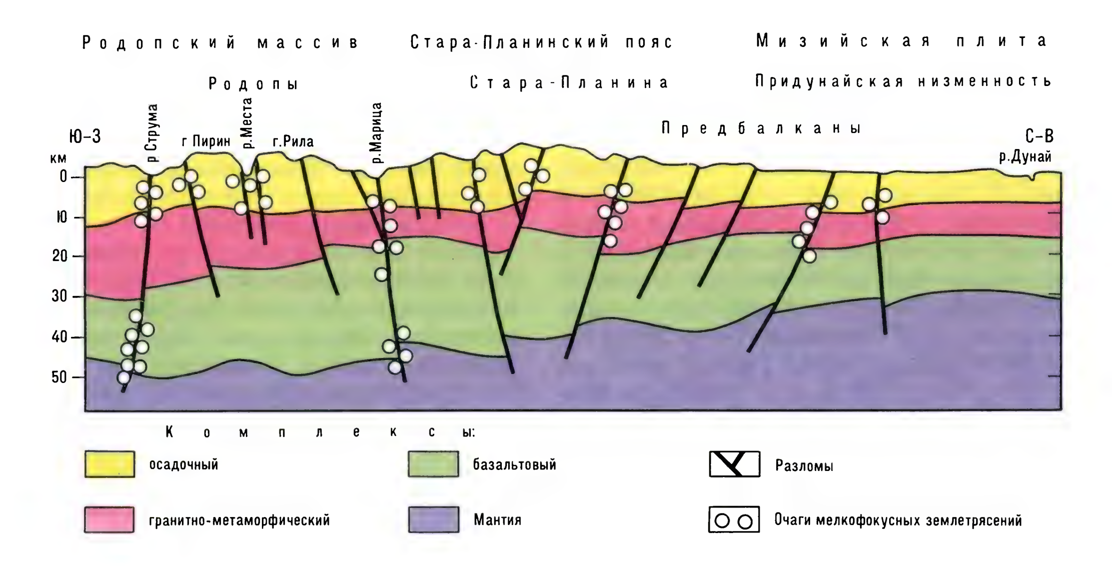
С разломами на периферии депрессий связаны землетрясения. Эпицентры их располагаются в сейсмических поясах. Для глубинной тектоники Балкано-Карпато-Паннонского региона характерно общее перемещение литосферных блоков в северо-восточном направлении — от Адриатического моря к Карпатам. Мизийская погруженная плита на юго-востоке и Чешский приподнятый массив на северо-западе сыграли роль упоров, между которыми происходило движение литосферы на северо-восток с надвиганием ее на край Восточно-Европейской платформы.

В описываемом регионе можно выделить Балкано-Южнокарпатский и Карпато-Паннонский подрегионы.

Балкано-Южнокарпатский подрегион. Опущенная Мизийская плита испытала новые опускания в неогене и четвертичном периоде. В процессе надвигания соседних структур на Мизийскую плиту сформировались хребты Восточной, Центральной и Западной Стара-Планины. Они образуют выпуклую на запад полудугу, обрамляющую Мизийскую плиту с юга. Симметрично ей с севера она обрамляется полудугой Южных Карпат. Взаимоотношения этих надвиговых горных сооружений с Мизийской плитой различны. Южные Карпаты сочленяются с ней через глубокий (14 км) Предкарпатский прогиб. Стара-Планина сочленяется с Мизийской плитой посредством ряда тектонических ступеней в переходной зоне Предбалкан. С разломами и в первом, и во втором случаях связаны очаги землетрясений. Эпицентры их располагаются в сейсмических поясах.

Родопско-Балканская горная система образована на юге Родопским древним массивом, ограниченным на севере Марицким (по р. Марица) глубинным разломом. Он отделяет Родопы от новейшей Фракийской впадины. На Западе Родопский массив отделяется от Сербо-Македонского массива глубинным разломом с рифтом долины р. Струмы. Некоторые исследователи рассматривают этот разлом как одну из западных ветвей Северо-Анатолийской сдвиговой зоны (*Karnic et al.*, 1984). Северная часть Родопско-Балканской горной системы образована собственно Балканами — горами Стара-Планина, ограниченными с юга и с севера субширотными глубинными разломами. С юга горы Стара-Планина сопровождаются горной ступенью Средна-Гора.

Современная активизация многих раз-



Земная кора и землетрясения на территории Болгарии (по И. Вольвовскому и др., с изменениями)

ломов обусловливает их сейсмичность вследствие подвижности мелких блоков литосферы. В своей совокупности эти блоки образуют Диагональный неотектонический свод Болгарии, подразделяющийся на Центральнобалканский, Среднагорский и Северо-Болгарский региональные новейшие своды. По разломам на флангах этих сводов происходят многочисленные мелкофокусные землетрясения. Так, до 1977 г. в Болгарии зарегистрировано около 2 тыс. землетрясений (*Boncev,* 1982).

В общем для сейсмических разломных зон Болгарии наиболее характерны сдвиговые деформации в очагах землетрясений, характеризующие условия общего сжатия литосферы в направлении с юга на север (*Доцев, Юнга,* 1988). На этом фоне обособляются некоторые зоны землетрясений.

На юге горной системы наиболее сейсмичны субширотный Марицкий глубинный разлом и субмеридиональный Струмский рифт. Марицкий разлом характерен новейшими сдвигами и землетрясениями.

Землетрясения Чирпан, 1928 г., 14 апреля, 09 ч. 00 мин. Эпицентр близ сел. Чирпан в долине р. Марица. 42.2° с. ш., 24.2° в. д. M=6,75. Очаг в земной коре. Образовались два субширотных разрыва на поверхности земли. Северный разрыв протянулся на 39 км. Южный разрыв расположен параллельно северному на расстоянии 14 км от него. Погибли 107 человек (*Boncev,* 1982; *Рихтер,* 1963).

Землетрясение Поповица, 1928 г., 18 апреля. Эпицентр в долине р. Марица близ гор. Поповица. 42.1° с. ш., 25.1° в. д. M=6,0. Образование разрывов на поверхности земли со сбросами амплитудой до 4 м (*Boncev,* 1982; *Рихтер,* 1963).

Землетрясение Велинградское, 1977 г., 3 ноября, 02 ч. 23 мин. Эпицентр на диагональных разломах близ Велинграда. 42.2° с. ш., 24.0° в. д. M=6,0. Сильные афтершоки 6 и 17 ноября 1977 г. (*Boncev,* 1982).

Западная часть Родопского массива образована блоком гор Пирин, расположенных между рифтами долин Струмы на западе и Месты на востоке. Здесь по разломам происходят сильные землетрясения. Примером служит событие в 1964 г.

Землетрясение Разлог, 1964 г., 4 июля, 11 ч. 11 мин. Эпицентр в восточной части гор Пирин близ гор. Разлога. 41.9° с. ш., 23.4° в. д. M=6,0. H=13 км. Сила 8 баллов. Обвалы в горах (*Григорова и др.,* 1966).

В северной части Родопско-Балканской горной системы наиболее сейсмична северная субширотная разломная

граница Стара-Планины. Здесь происходят сильные землетрясения. Примером служит событие 1986 г.

З е м л е т р я с е н и е С т р а ж и ц а, 1986 г., 7 декабря, 16 ч. 17 мин. Эпицентр на разломной зоне у гор. Стражица. 43.3° с. ш., 25.9° в. д. M=5,9. H=3 км. Сила 7 баллов. В Стражице разрушено 80% жилого фонда. Погибли 3 человека. Ранены 30 человек. Остались без крова 3 тыс. человек (по сообщениям печати; Glavcheva, 1988). В 1913 г. в этом районе, близ Горна-Оряховица (43.0° с. ш., 25.4° в. д.), произошло землетрясение силой 10 баллов.

Местные зоны мелкофокусных землетрясений приурочены к активным разломам Стара-Планины в Софийской впадине восточнее Софии. Так, в 1958 г. София испытала землетрясение силой 9 баллов, а в 1917 г. — силой 7 баллов.

Западное побережье Черного моря. Сейсмической зоной Болгарии является и Шабленский сейсмический пояс, протянувшийся вдоль побережья Черного моря на север от мыса Колиакра. Этот пояс продолжается по берегу моря на территории Румынии до гор. Констанца. Землетрясения в нем связаны со ступенчатыми меридиональными разломами, которые отделяют котловину Черного моря от Мизийской плиты. Некоторые землетрясения достигали здесь 10 баллов. Эпицентры их располагались как на берегу, так и на шельфе Черного моря. Таково землетрясение в 1901 г. Его очаг имел глубину 15 км. Эпицентр находился в 15 км к югу от мыса Калиакра. Сила 10 баллов. Сильные разрушения пос. Каварна, Шабла и др. На западе этот сейсмический пояс охватывает территорию по 26° в. д. Глубины очагов землетрясений на суше достигают 20—25 км, а в море — 10—15 км (*Григорова, Палиева,* 1963).

Обособленный сейсмический район с эпицентрами слабых поверхностных землетрясений приурочен к разломам, отделяющим горст Северной Добруджи от соседних низменностей.

Ю ж н ы е К а р п а т ы представляют собой совокупность складчато-надвиговых тектонических чешуй. Они сочленяются с Восточными Карпатами по разломной зоне р. Дымбовицы, на которой расположен Бухарест. Возможно, что это обусловливает сильные проявления землетрясений в этом городе (см. ниже). С Балканидами Южные Карпаты сочленяются по разломной зоне Тиммет.

По продольным разломно-надвиговым зонам Южных Карпат происходят слабые поверхностные землетрясения. Таков сейсмический район хр. Фэгэраш в центральной части Южных Карпат. Другой сейсмический район с поверхностными слабыми землетрясениями расположен на поперечной разломной юго-западной границе Южных Карпат близ городов Оравица и Тимишоара. В этих районах очаги землетрясений имеют глубины не более 10—30 км (*Константинеску, Кория, Радулеску,* 1978).

Г о р ы В р а н ч а расположены на стыке Южных и Восточных Карпат. Под ними имеется почти отвесная фокальная зона, с которой связаны очаги сильных промежуточных землетрясений (см. табл. 214).

Приведем краткое описание этих землетрясений.

З е м л е т р я с е н и е 1 8 0 2 г., 26 октября, 10 ч. 55 мин. Эпицентр в горах Вранча. 45.7° с. ш., 26.6° в. д. M=7,1.

Таблица 214

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1802	октябрь	26	10 ч. 55 мин.	45.7	26.6	7,1	150	9
1838	январь	23	18 ч. 36 мин.	45.7	26.6	6,9	150	8
1908	октябрь	6	21 ч. 39 мин.	45.8	26.5	6,7	150	8
1912	май	25	18 ч. 02 мин.	45.7	27.2	5,6	80	—
1934	март	29	20 ч. 07 мин.	45.7	26.6	6,2	150	—
1940	октябрь	22	06 ч. 37 мин.	45.9	26.5	6,5	150	7
1940	ноябрь	10	01 ч. 39 мин.	45.7	26.8	7,2	150	9
1940	ноябрь	11	06 ч. 34 мин.	45.7	26.8	5,5	100	—
1977	март	4	19 ч. 32 мин.	45.8	26.8	7,2	120	9

Н=150 км. Сила 9 баллов. Плейстосейстовая область 23 200 км². Сотрясения ощущались в Стамбуле, Петербурге, Москве. В Румынии наблюдалось образование трещин и разломов. Разрушены здания во многих городах (*Шебалин,* 1977).

Землетрясение 1838 г., 23 января, 18 ч. 36 мин. Эпицентр в горах Вранча. 45.7° с. ш., 26.6° в. д. М=6,9. Н=150 км. Сила 8 баллов. Землетрясение охватило весь Балканский п-ов, Венгрию, Румынию. В Румынии сильные разрушения. Погибли 42 человека (*Шебалин,* 1977).

Землетрясение 1912 г., 25 мая, 18 ч. 02 мин. Эпицентр в горах Вранча. 45.7° с. ш., 27.2° в. д. М=5,6. Н=80 км. В Румынии, в городах Фокшани и Одобешти разрушения и человеческие жертвы (*Евсеев,* 1961).

Землетрясение 1940 г., 22 октября, 06 ч. 37 мин. Эпицентр в горах Вранча. 45.9° с. ш., 26,5° в. д. М=6,5. Н=150 км. Сила 7 баллов. Землетрясение охватило Румынию, Молдавию, Юго-Западную Украину. В десятках городов Румынии разрушения. Погибли два человека (*Евсеев,* 1961).

Землетрясение 1940 г., 10 ноября, 01 ч. 39 мин. Эпицентр в горах Вранча. 45.8° с. ш., 26.8° в. д. М=7,3. Н=150 км. Сила 9 баллов. Землетрясение охватило всю Восточную Европу. Ощущалось в Ленинграде, Москве, Стамбуле, Марселе. Площадь распространения около 2 млн км². В Бухаресте, Галаце, Плоешти, Бузэу массовые разрушения. Погибла 1 тыс. человек. Ранены тысячи человек. Убытки 56 млн долл. (*Шебалин,* 1977; *Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение-афтершок 1940 г., 11 ноября, 06 ч. 34 мин. Эпицентр в горах Вранча. 45.7° с. ш., 26.8° в. д. М=5,5. Н=100 км. Сильные повторные разрушения в Бухаресте, Плоешти, Галаце, Бузэу, Яссах, Фокшанах, Брашове. Гибель людей. В Бухаресте повреждено 90% домов (*Евсеев,* 1961; Новый каталог, 1977).

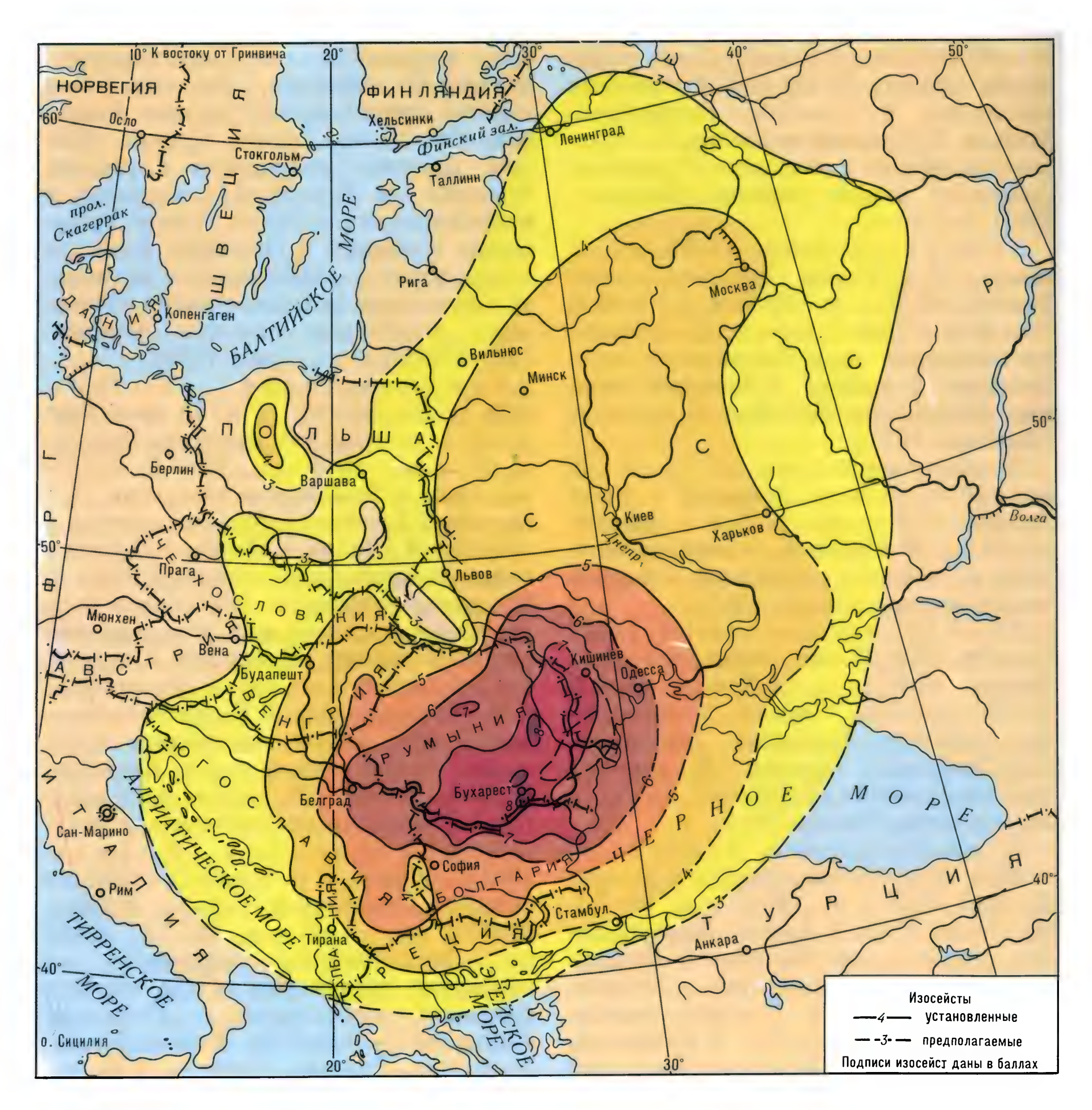
Землетрясение 1977 г., 4 марта, 19 ч. 22 мин. Эпицентр в горах Вранча. 45.8° с. ш., 26.8° в. д. М=7,2. Н=120 км. Сила 9 баллов. Землетрясение ощущалось в Петрозаводске, Ленинграде, Москве, Горьком. Оно заметно проявилось в Румынии, Болгарии, Югославии, Турции, Греции, Италии. Сильные разрушения в городах Румынии. В Бухаресте разрушено и повреждено около 20 тыс. зданий. Разрушения и пожары в Плоешти. Большое число жертв — 2100 человек погибли, 10 500 человек ранены. Убытки 930 млн долл. (сообщения печати; *Ананьин,* 1980, 1981; *Nelson, Ganse,* 1980).

Землетрясение Вранча, 1986 г., 30 августа, 21 ч. 28 мин. Эпицентр в восточных предгорьях Вранча. 45.64° с. ш., 26.38° в.д. М=7,0. Н=132 км. Сила в Румынии и Молдавии 7—8 баллов. В Киеве и Симферополе ощущалось силой 4 балла, в Москве — 3 балла. Сильные афтершоки 2 сентября 1986 г. В Молдавии разрушено 4900 домов государственного фонда и 45 тыс. строений частного сектора. Приведено в аварийное состояние более 100 км водопровода и 13 км газопровода. В Кишиневе повреждено 2948 домов, пострадали сотни людей. Ущерб в одном только Кишиневе составил 26 млн руб. Сильно пострадали города Кагул и Леово (сообщения печати).

Землетрясение Вранча, 1990 г., 30 мая, 10 ч. 40 мин. Эпицентр в южных предгорьях хр. Вранча. 45.90° с. ш., 26.66° в. д. М=7,0. Н=84 км. Землетрясение ощущалось на обширной территории. Сила толчков составила: в Бухаресте — 8 баллов, Кишиневе — 6 баллов, Киеве, Львове, Ужгороде, Ростове, Сочи — 4 балла, Ставрополе, Москве, Ленинграде — 3 балла. Массовые разрушения зданий в эпицентральной области (сообщения печати; Оперативный сейсмологический бюллетень ОМЭ ИФЗ АН СССР; *Друмя и др.,* 1990).

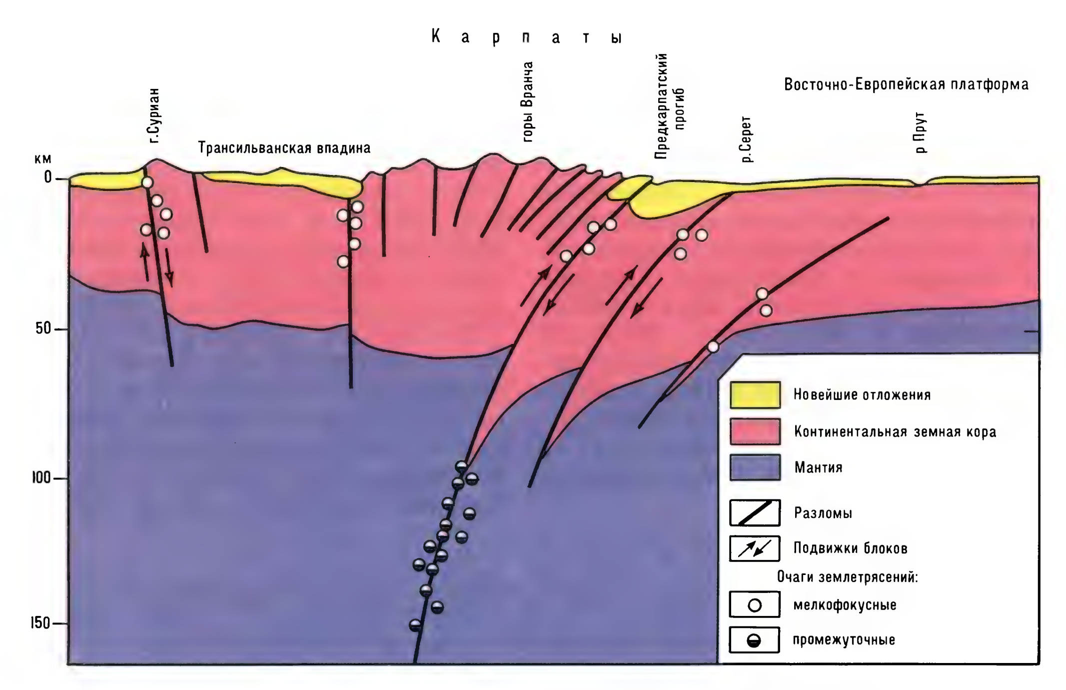
Восточнее гор Вранча расположена область сочленения Предкарпатского прогиба с платформой. Это район слабых землетрясений. Эпицентры их сосредоточиваются у городов Бузэу, Рымникул-Сэрат, Фокшани, Текуч. Глубина их очагов не превышает 25—30 км, а магнитуда менее 5,0.

Карпато-Паннонский подрегион. Паннонская депрессия обрамлена дугой Восточных и Западных Карпат. Ее фунда-



Землетрясение Вранча 1977 г. (по Н. В. Шаторной).
Промежуточные землетрясения в горах Вранча характерны распространением сейсмических волн на очень большие территории. Конфигурация изосейст определяется глубинной тектоникой кристаллического основания Восточно-Европейской платформы. Землетрясение 4 марта 1977 года в этом отношении типично. Так, глубинные разломы кристаллического основания северо-восточного простирания обусловливают общую вытянутость изосейст на северо-восток. Четырехбалльные сотрясения распространяются до Москвы, а трехбалльные — до Онежского озера. Очень характерно наличие и северо-западной прерывистой зоны четырехбалльных сотрясений, протягивающейся к Балтийскому морю. Она соответствует глубинной разломной границе, отделяющей докембрийское кристаллическое основание Восточно-Европейской платформы от палеозойских структур Западной Европы

мент образован несколькими блоками, сочленяющимися по субширотным разломам — сдвигам. Так, в средней части депрессии выделяется Виллань-Бихорский блок, протянувшийся от Загреба в Хорватии до Дебрецена в Венгрии. Он ограничен с севера Мечек-Кричевской, а с юга — Трансданубской разломными зонами. Виллань-Бихорский блок сдвинут на восток относительно соседних блоков. С ним связаны очаги землетрясений в Венгрии.



Земная кора и землетрясения Карпат (по Р. Киокардел и др., с изменениями)

Аналогично Динаридам Карпатская горная дуга подразделяется на Внутренние (прилежащие к Паннонской депрессии) и на Внешние Карпаты. Они разделены системой глубинных разломов.

Внутренние Карпаты состоят из нескольких больших складчато-чешуйчатых блоков. Это блоки Бихор на юго-востоке, Полонинский посередине, Татранско-Гемерский на северо-западе. С разломами связаны землетрясения. Сейсмический пояс прослеживается на северо-восток по венгеро-румынской границе параллельно западному краю нагорья Бихор до Закарпатья (Украина). В Закарпатье сейсмический пояс Внутренних Карпат меняет свое направление на западное и протягивается в Восточную Словакию (*Karnic et al.*, 1977).

Землетрясения имеют здесь небольшие магнитуды. Очаги их расположены на глубинах в несколько километров. Поэтому поверхностные проявления этих землетрясений довольно сильные (см. табл. 215).

Обособленный сейсмический район приурочен к западному периклинальному погружению Западных Карпат в Малодунайской впадине у гор. Комарно и в Венской впадине у Братиславы и Вены. Здесь по разломам происходят сильные землетрясения (см. табл. 216).

Землетрясение Комарно, 1763 г. Эпицентр в районе гор. Комарно. Сильные разрушения домов. В Комарно разрушено 280 домов и семь костелов. Погибли 63 человека, ранены 102 человека (*Ruprechtova*, 1963).

Землетрясение Венское, 1963 г., 2 декабря, 06 ч. 49 мин. Эпицентр на южном разломном крае Венской впадины, в 40 км к югу от Вены. 48.2° с. ш., 16.5° в. д. M=4,8. H=48 км. Сила в эпицентре 6—7 баллов. В пределах всей Венской впадины на аллювиальных отложениях сила 5—6 баллов. Трехбалльная изосейста охватила весь Чешский массив до гор. Карловы-Вары. В некоторых местах Чехии и Моравии отмечался подземный гул. Повреждены отдельные здания (*Ruprechtova*, 1963).

Для территории Венгрии характерна интенсивная, но неравномерно распределенная по площади сейсмичность. Ее складчатый фундамент, залегающий под покровом новейших и кайнозойских рыхлых отложений, разбит несколькими параллельными друг другу глубинными

разломами северо-восточного простирания (*Prochazkova et al.*, 1986). С ними связаны очаги мелкофокусных землетрясений (*Misteth*, 1987). По данным Т. Широс, в Венгрии с 1860 по 1981 г. произошло 320 сильных землетрясений с глубинами очагов от 4 до 7 км. Повышенная сейсмичность отмечается в правобережной части Малодунайской впадины к югу от Комарно и Братиславы. Сильные поверхностные местные землетрясения происходят в горах Бюкк. Наиболее интенсивная сейсмичность характеризует междуречье Дуная и Тисы в районе Кечкемета, в 90 км юго-восточнее Будапешта. Этот район находится на разломной зоне Мечек — Корча (*Zsiros*, 1983).

Сильное землетрясение произошло 1 октября 1826 г. в 08 ч. 35 мин. Эпицентр его находился южнее Будапешта. 47.4° с.ш., 19.4° в. д. Сила 7 баллов. Повреждения зданий. Еще более сильное землетрясение случилось 22 июня 1856 г. Эпицентр в горах Вертеш. 47.4° с. ш., 18.2° в. д. Сила 8 баллов (*Karnic*, 1960). Разрушительным было землетрясение 12 января 1956 г. с эпицентром у гор. Дунахарасти (*Szeidovitz*, 1986).

Внешние Карпаты соответствуют флишевой зоне Карпат. Толща флишевых отложений позднеюрско-олигоценового возраста смята в интенсивные мелкие складки и сдвинута на восток в виде складчато-чешуйчатых покровов. К их надвигам приурочены очаги редких,

Таблица 215

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ РУМЫНИЯ								
1834	октябрь	15	06 ч. 30 мин.	47.6	22.3	6,8	32	8
1893	март	11	09 ч. 25 мин.	48.0	23.0	3,9	5	7
ЗАКАРПАТЬЕ								
1829	июль	1	19 ч. 30 мин.	47.5	22.2	—	—	7
1893	март	11	09 ч. 25 мин.	47.9	23.1	—	—	7
1926	август	10	01 ч. 10 мин.	48.0	23.7	4,0	5	7
1894	октябрь	7	02 ч. 00 мин.	48.1	23.5	3,8	5	7
1937	сентябрь	14	08 ч. 58 мин.	48.2	23.5	4,3	7	7
1965	октябрь	24	06 ч. 26 мин.	48.2	22.6	3,7	2	7
1977	сентябрь	25	08 ч. 25 мин.	48.2	22.7	3,6	—	7
1872	декабрь	26	13 ч. 40 мин.	48.4	23.3	4,3	5	7
1908	январь	5	14 ч. 40 мин.	48.6	23.0	4,7	5	7
1936	август	2	20 ч. 27 мин.	48.6	22.5	4,0	6	7
1914	май	26	20 ч. 29 мин.	49.1	21.5	5,2	10	7
ВОСТОЧНАЯ СЛОВАКИЯ								
1941	июнь	5	02 ч. 50 мин.	48.9	21.8	4,3	4	7
1885	август	17	18 ч. 35 мин.	48.9	21.7	4,1	6	7
1809	ноябрь	17	21 ч. 40 мин.	49.0	21.2	—	—	8
1914	май	26	20 ч. 29 мин.	49.1	21.5	5,2	4	7

Таблица 216

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*Сила*
РАЙОН КОМАРНО						
1806	сентябрь	22	19 ч. 45 мин.	47.8	18.1	8
1822	февраль	18	16 ч. 15 мин.	47.8	18.2	8
1841	октябрь	24	12 ч. 10 мин.	47.8	18.1	8
1851	июль	1	21 ч. 15 мин.	47.8	18.1	9
РАЙОН БРАТИСЛАВЫ						
1890	ноябрь	28	00 ч. 37 мин.	48.3	17.0	7

слабых, неглубоких землетрясений. Эпицентры их фиксируют прерывистый сейсмический пояс, протянувшийся вдоль восточного склона Карпат в Румынии. Он продолжается в пределах Северной Буковины (Черновицкая область, Украина) (см. табл. 217).

Редкие сильные землетрясения в сейсмическом поясе Внешних Карпат происходят в Западных Карпатах — в районах Остравы и Жилина. Так, в районе Жилина 15 января 1858 г. в 19 ч. 15 мин. произошло десятибалльное землетрясение (49.2° с. ш., 18.8° в. д.).

Таблица 217

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*Сила*
1970	июль	10	14 ч. 18 мин.	45.7	25.8	4,7	6
1976	октябрь	15	10 ч. 54 мин.	47.1	25.5	4,0	5
1970	август	4	21 ч. 08 мин.	47.5	25.3	4,0	5
1950	май	10	02 ч. 08 мин.	48.1	25.6	4,5	5

Часть пятая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗАПАДНО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Западно-Средиземноморский регион — область активного взаимодействия Африканской и Европейской литосферных плит. На территории Средиземного моря располагаются зоны местного сильного растяжения литосферы в результате трансформации общего ее сжатия при поддвиге Африканской плиты под Европейскую. Местные зоны растяжения литосферы протягиваются в Средиземном море вдоль берегов Африки, Сардинии и Корсики — по оси Алжиро-Прованского глубоководного бассейна. Автономная зона растяжения литосферы имеется и в Тирренском море (*Ле Пишон,* 1984).

Перераспределением напряжений в литосфере обусловлено перемещение складчато-покровных горных цепей Тель-Атласа и Эр-Рифа с севера на юг на побережье Туниса, Алжира и Марокко. Эти же причины обусловили перемещение складчато-покровных структур Апеннинского п-ова с юго-запада на северо-восток. Поэтому впадина Тирренского моря обрамлена Сицилийско-Апеннинской горной системой. Алжиро-Прованский бассейн обрамлен с юга горами Тель-Атласа и Эр-Рифа. С севера он оконтурен Приморскими Альпами, Пиренеями, Бетскими Кордильерами с их восточным продолжением в виде Балеарских о-вов.

С разломами перечисленных структур связаны очаги сильных землетрясений. Можно выделить Сицилийско-Апеннинский и Атласско-Рифско-Бетский сейсмические пояса.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СИЦИЛИЙСКО-АПЕННИНСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ И ТИРРЕНСКОГО МОРЯ

Сицилийско-Апеннинские горные цепи представляют собой молодые покровно-складчатые сооружения. Они подразделяются на южную и северную части. Южная часть образована горной дугой Сицилии, Калабрии и Южных Апеннин. Это Сицилийско-Калабро-Луканская, бывшая островная, ныне горная дуга, обрамляющая с востока глубокую впадину Тирренского моря. Южные Апеннины — наиболее приподнятая часть Апеннинского горного покрова. К ним приурочены сильные землетрясения.

Граница между Южными и Северными Апеннинами проходит по субмеридиональному глубинному разлому, который протягивается от гор. Анцио (южнее Рима) до гор. Анкона (на Адриатическом побережье).

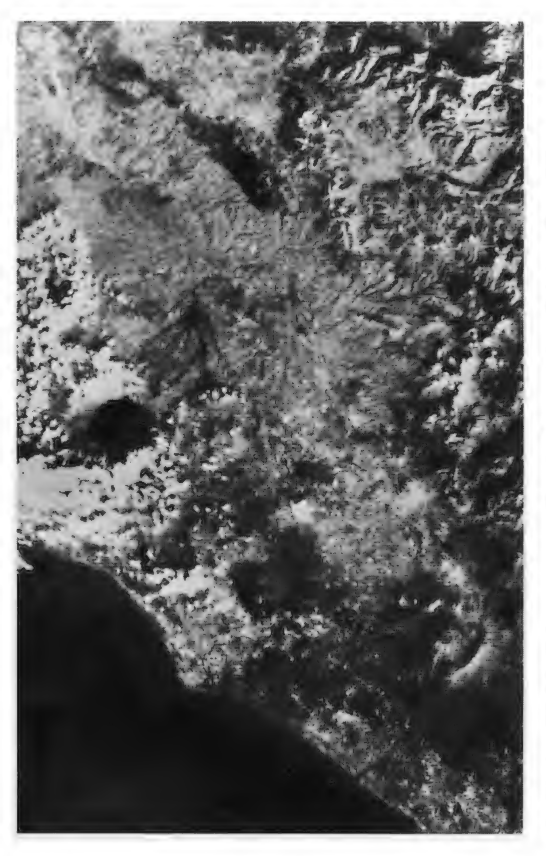
Северные Апеннины представляют собой совокупность многих надвигов и складчатых покровов, сложенных юрскими, меловыми и палеогеновыми породами. Покровы эти перемещены с запада на восток.

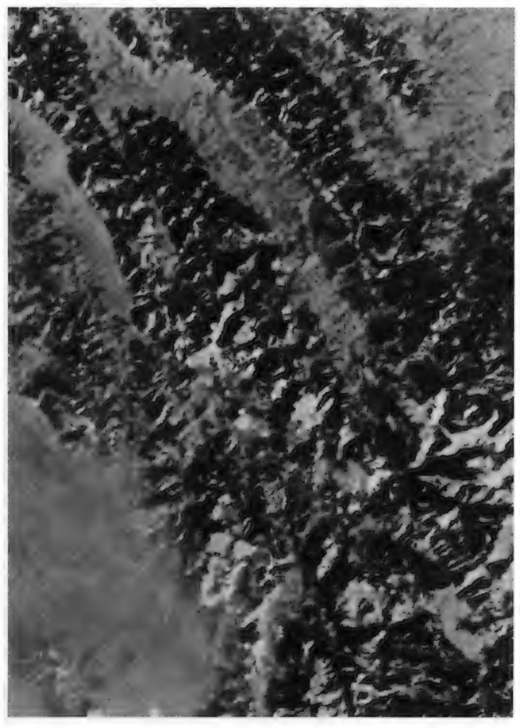
По адриатическому побережью Апеннинского п-ова протягивается Предапеннинский прогиб. Он развился на западном крае Адриатического погруженного литосферного массива. На юге Апеннинского п-ова на берегу Адриатического моря расположен Апулийский приподнятый блок Адриатического массива.

С разломами Апеннинского п-ова и с зоной поддвига литосферы в юго-восточной части Тирренского моря связаны многочисленные землетрясения (*Шенкарева,* 1973).

Сицилийско-Калабрийская горная дуга и юго-восточная часть Тирренского моря. Сицилийско-Калабрийская, бывшая островная, ныне горная дуга и Луканские Апеннины протягиваются до залива Поликастро (40° с. ш.). На запад от дуги — под морскую впадину — наклонена коническая сейсмофокальная поверхность, к которой приурочены очаги мелкофокусных, промежуточных и глубокофокусных (до 450 км) землетрясений (*Ritsema,* 1972; *Panza, Scandone, Scarpa,* 1983) (см. табл. 218).

Однако поверхностные сейсмические толчки в этой зоне землетрясений являются следствием вторичного растяжения верхней части литосферы в результате общего ее сжатия при движении Африканской литосферной плиты на север. Очаги сильных землетрясений расположены на разломной зоне, протягивающейся через Средиземное море от





Южная часть трансапеннинской разломной зоны, отделяющей Южные Альпы от Северных Апеннин. В этой зоне происходят восьмибалльные землетрясения. Снимок из космоса

Северная часть трансапеннинской разломной зоны. Разломная зона ориентирована на снимке вдоль восточной рамки. Здесь происходят восьмибалльные землетрясения. Снимок из космоса



Литосфера и землетрясения Сицилийско-Калабрийской дуги (по В. Соллогубу и др.)

Линос, секущей юго-восточный выступ о. Сицилия и продолжающейся на северо-восток через Мессинский пролив к заливу Сант-Эвфемия.

В этой зоне землетрясений весьма сильные сейсмические толчки регистрируются с 1169 г., когда во время землетрясения Валь-ди-Ното погибли 16 тыс. человек. Позднее тоже систематически происходили катастрофы.



Механизм очагов землетрясений в Сицилийско-Калабрийской дуге (по R. Schick)

З е м л е т р я с е н и е   К а л а б р и й с к о е, 1783 г., 5 февраля. Сила 11 баллов. Афтершоки 7 февраля (9 баллов) и 28 марта (10 баллов). Большие обвалы в горах. Оползни морских берегов. Сползание в море набережной в гор. Мессина. Сильные разрушения зданий. Погибли 30 тыс. человек. Пострадали 100 тыс. человек (*Barbano et al.*, 1983; *Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е   С а н т - Э в ф е м и я, 1905 г., 8 сентября, 01 ч. 43 мин. Эпицентр восточнее залива Сант-Эвфемия. 38.8° с. ш., 16° в.д. М=7,9. Н=25 км. Сила 10 баллов. Изосейста 5 баллов охватила территорию в 70 тыс. км^2. Сильные разрушения зданий произошли на территории 2500 км^2. Погибли 557 человек (*Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е   М е с с и н с к о е, 1908 г., 28 декабря, 04 ч. 36 мин. Эпицентр в Мессинском проливе. 38.3° с.ш., 15.6° в.д. М=7,5. Н=10 км. Сила 10 баллов. Землетрясение охватило восточную часть Сицилии и Калабрию. Сплошное разрушение Мессины, Реджо-ди-Калабрии и еще 40 населенных пунктов. Погибли 84 тыс. (по другим данным — 100 тыс.) человек. Разрушительное цунами на побережье Сицилии и Калабрии (*Руссо,* 1966; *Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е   З а п а д н о - С и ц и л и й с к о е (С е г е с т а), 1968 г., 15 января, 02 ч. 01 мин. Эпицентр на западе Сицилии близ пос. Сегеста, у

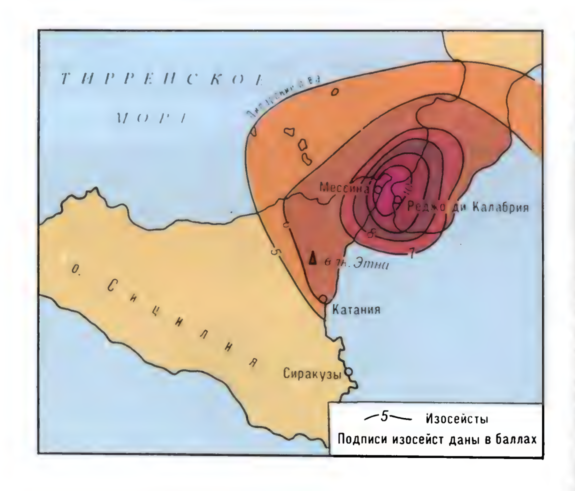
Таблица 218

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
СИЦИЛИЙСКО-КАЛАБРИЙСКАЯ ДУГА (СУША)								
1968	январь	15	02 ч. 01 мин.	37.9	13.0	5,8	33	9
1908	декабрь	28	—	38.2	15.6	7,5	10	10
1978	март	11	19 ч. 21 мин.	38.2	16.1	5,9	—	—
1905	сентябрь	8	—	38.8	16.1	7,3	25	10
ТИРРЕНСКОЕ МОРЕ. ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ								
1941	март	16	—	38.3	12.2	6,9	100	—
1954	декабрь	23	—	38.5	15.0	5,8	225	—
1928	март	7	—	38.6	15.8	6,6	100	—
1984	март	21	01 ч. 12 мин.	38.6	14.7	4,8	250	—
1926	август	17	—	39.0	14.7	6,0	250	—
1910	август	1	—	39.0	15.0	6,8	200	—
1915	июль	7	—	39.0	15.0	5,9	250	—
1956	февраль	1	15 ч. 11 мин.	39.0	15.6	6,0	254	—
1938	апрель	13	—	39.3	15.2	7,2	275	—
1960	январь	3	—	39.3	15.3	6,1	281	—
1911	апрель	5	—	39.5	15.5	6,3	200	—
1952	декабрь	26	—	39.8	14.5	6,2	275	—
ТИРРЕНСКОЕ МОРЕ. ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ								
1962	март	25	21 ч. 38 мин.	39.0	14.5	5,9	338	—
1937	октябрь	17	—	39.3	15.2	5,8	300	—
1955	февраль	17	—	39.6	13.1	5,2	450	—
1968	апрель	21	21 ч. 10 мин.	39.8	14.9	—	319	—
1969	март	29	01 ч. 44 мин.	40.1	15.1	—	319	—
1965	декабрь	23	15 ч. 29 мин.	40.5	14.9	5,2	310	—



Цунами во время Мессинского землетрясения 28 декабря 1908 г. Гравюра A. Beltrame

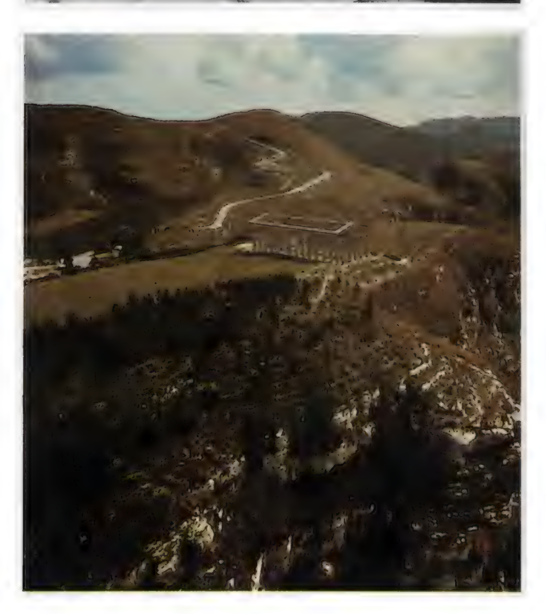
пересечения разломов широтного направления с меридиональными. 37.9° с. ш., 13. 0° в. д. M=6,2. H=33 км. Сила 9 баллов. Большое количество сильных афтершоков. Возникновение разломов на поверхности земли. Сильные разрушения зданий. Погибли 500 человек. Ранены 1 тыс. человек. Остались без



Землетрясение Мессинское 1908 г. (по П. Руссо)



Проседание мостовой в Мессине во время землетрясения 1908 г.



Западная Сицилия. Район города Сегесты, где 15 января 1968 г. произошло девятибалльное землетрясение

крова 27 тыс. человек. Убытки 200 млрд лир (сообщения печати; *Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е Ю ж н о - К а л а б р и й с к о е, 1978 г., 11 марта, 19 ч. 21 мин. Эпицентр у ионического берега Южной Калабрии. 38.1° с. ш., 15.7° в. д. M=5,0. H=33 км. Сила 8 баллов. Сильные разрушения домов на водонасыщенных грунтах. Подводные оползни в Ионическом море.

Южные Апеннины представляют собой наиболее высокоприподнятую часть молодых покровно-складчатых структур Апеннин. Так, в массиве Гран-Сассо-д'Италия (в области Абруццин-э-Молизе) высота рельефа достигает 2914 м. Этот район расположен близ меридионального глубинного разлома, отделяющего Южные Апеннины от Северных. С местными надвигами и разломами Южных Апеннин связаны сильные мелкофокусные землетрясения (*Шенкарева,* 1973) (см. табл. 219).

З е м л е т р я с е н и е А в е ц ц а н о, 1915 г., 13 января, 06 ч. 52 мин. Эпицентр в Южно-Апеннинском хребте близ гор.

Таблица 219

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1904	февраль	24	42.1	13.3	5,6	9	9
1905	сентябрь	18	40.9	14.2	4,9	18	9
1910	июнь	7	41.9	15.3	5,7	9	10
1915	январь	13	42.0	13.5	7,0	8	10
1930	июль	23	41.0	15.3	6,5	7	10
1933	сентябрь	26	42.0	14.1	5,3	6	9
1962	август	21	41.2	15.1	6,2	42	9
1980	ноябрь	23	41.1	15.3	7,0	33	10

Авеццано. 42.1° с.ш., 13.4° в. д. М=7,5. Н=8 км. Сила 10 баллов. Сильные афтершоки сотрясали Апеннинский п-ов от Адриатического до Тирренского моря. Разрушены здания в селениях на территории 1600 км^2. Погибли 32 тыс. человек (*Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е   И р п и н с к о е, 1930 г., 23 июля, 04 ч. 08 мин. Эпицентр в Южных Апеннинах близ гор. Ариано-Ирпино. 41.1° с.ш., 15.2° в. д. М=6,5. Н=7 км. Сила 10 баллов. Площадь плейстосейстовой области 200 км^2. Площадь семибалльной изосейсты 8 тыс. км^2. Сильные разрушения зданий. Погибли 3 тыс. человек (*Мушкетов,* 1931; *Гир, Шах,* 1988).

З е м л е т р я с е н и е   С а л е р н о, 1962 г., 21 августа, 18 ч. 19 мин. и 21 ч. 24 мин. Эпицентр на «сейсмической оси» Апеннин, в 50 км к северо-востоку от гор. Салерно. 41.1° с. ш., 15.5° в. д. М=6,2. Н=34 км. Сила 9 баллов. Разрушено более 3 тыс. зданий, железнодорожный мост. Погибли 15 человек. Ранены 100 человек (сообщения печати; *Westway,* 1987).

З е м л е т р я с е н и е   Ю ж н о - А п е н н и н с к о е, 1980 г., 23 ноября, 18 ч. 35 мин. Эпицентр у г. Криспиниане близ гор. Авеллино. 41.1° с. ш., 15.3° в. д. М=7,0. Н=16 км. Сила 10 баллов. Более 600 афтершоков, четыре из которых сильные. Разрывы на поверхности земли. Зона афтершоков вытянута на северо-восток — перпендикулярно простиранию Апеннин. Сотрясения охватили территорию в 26 тыс. км^2 от Тирренского моря до Адриатического. Сильно пострадали города Неаполь, Салерно, Авеллино, Потенца, Бари. Погибли 12 360 человек. Ранены 7671 человек. Остались без крова 300 тыс. человек (*Westway, Jackson,* 1984; *Hutchinson, Del Prate,* 1985; *Clairborne,* 1980; *Dear,* 1981; *Deschamps, King,* 1983).

З е м л е т р я с е н и е   А б р у ц ц о, 1984 г., 7 мая, 17 ч. 49 мин. Эпицентр в Апеннинах, в 135 км к востоку от Рима. 41.8° с. ш., 13.9° в. д. М=6,2. Н=10 км. Сила 8 баллов. Разрушения домов в 64 деревнях в радиусе до 20 км от эпицентра. Повреждения отдельных зданий в Риме и Неаполе. Погибли семь человек. Ранены 80 человек. Сильный (М=5,5) афтершок 11 мая, в 10 ч. 42 мин. Эпицентр близ эпицентра главного толчка. Погиб один человек. Ранены 40 человек. В результате двух толчков около 35 тыс. жителей претерпели материальный ущерб (Geotym. 1984. Т. 29. № 9. С. 17).

З е м л е т р я с е н и е   П о ц ц у о л и, 1984 г., 1 июля, 07 ч. 17 мин. Эпицентр близ гор. Поццуоли. 41.9° с. ш., 14.0° в. д. М=5,1. Н=33 км. Сила 7 баллов. Сильные разрушения 800 зданий в городе (сообщения печати).

Северные Апеннины — сложное сочетание многих тектонических покровов, перемещенных с запада на восток — к Предапеннинскому прогибу. Выделяются Лигурийско-Этрусский комплекс структур на северо-западе и Умбро-Сабинский комплекс на юго-востоке. Они ограничены с востока Падуанским и Адриатическим местными прогибами, составляющими северную часть Предапеннинского прогиба.

С разломами надвигового типа, секущими тектонические покровы, связаны мелкофокусные землетрясения. Часть их имела большую силу (*Шенкарева,* 1973) (см. табл. 220).

Ю г о - В о с т о ч н ы е   А л ь п ы в пределах Италии представляют собой складчато-покровные структуры, сдвинутые с севера на юг по надвигам широтного простирания. Покровы разбиты поперечными субмеридиональными разломами на многочисленные блоки. С разломами связаны очаги мелкофокусных слабых и сильных землетрясений (см. табл. 221).

Землетрясения в Итальянских Альпах в большинстве случаев имеют небольшие магнитуды, но сильно проявляются на поверхности вследствие неглубокого залегания очагов.

З е м л е т р я с е н и е   Ф р и у л и — В е н е ц и я. 1976 г., 6 мая, 20 ч. 00 мин. Эпицентр близ границы Италии с Австрией в поперечном грабене долины р. Тальяменто, на пересечении его с Периадриатическим надвигом, в 25 км к северо-востоку от гор. Удине. 46.7° с. ш., 13.2° в. д. М=6,5. Н=20 км. Сила 9—10 баллов. Сильные (М=5, 1—6, 2) афтершоки 9 мая, 11 и 15 сентября 1976 г. Землетрясение охватывает области Фриули — Венеция — Джулия в Италии,

земли Каринтия и Штирия в Австрии, республику Словению в Югославии. В большом количестве населенных пунктов разрушено 77 тыс. домов, повреждено 96 тыс. домов. Погибли 965 человек. Ранены 2500 человек. Остались без крова 150 тыс. человек. Ущерб 10 млрд долл. (*Finetti et al.*, 1979; *Rogars, Cluff*, 1979; *Ambraseys*, 1977; *Nelson, Ganse*, 1980).

Предапеннинский прогиб протягивается вдоль западного берега Адриатического моря на 625 км. Он образован (с юга на север) Браданским, Адриатическим и Паданским прогибами. С их разломами связаны землетрясения (*Шенкарева*, 1973) (см. табл. 222).

Землетрясение Фано, 1984 г., 29 апреля, 05 ч. 03 мин. Эпицентр в Адриатическом прогибе на побережье Адриатического моря южнее гор. Фано. 43.84° с. ш., 13.01° в. д. M=5,9. H=36 км. Большое количество (около 200) афтершоков. Сильные разрушения. Ранены 100 человек. Остались без крова более 3 тыс. человек (по сообщениям печати).

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АТЛАССКО-РИФСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

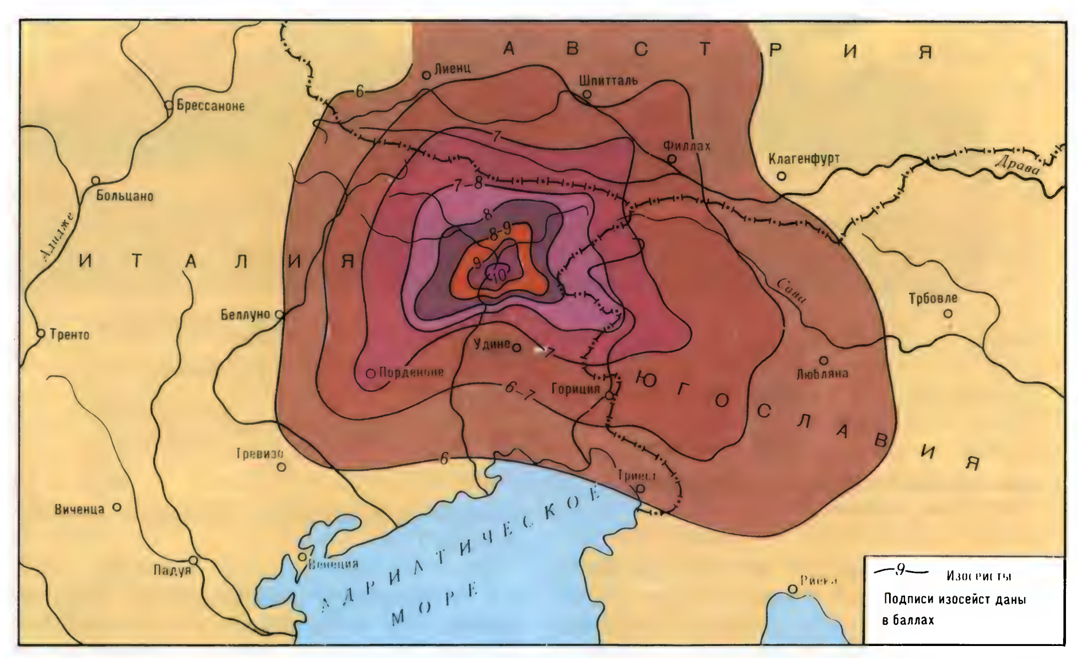
Атласско-Рифская горная система протягивается на 1700 км от Тунисского залива до Марокканского побережья Атлантического океана. Она имеет сложное строение и состоит из двух главных тектонических частей. Это Телль-Атлас в Тунисе и Алжире и Эр-Риф в Марокко.

Таблица 220

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
УМБРО-САБИНСКАЯ ЗОНА							
1901	апрель	24	42.0	12.8	4,7	15	8
1910	июнь	29	42.7	12.9	4,4	6	8
1916	июль	4	42.2	13.3	4,4	7	8
1921	август	28	48.0	13.2	4,4	3	8
1948	июнь	13	43.6	12.1	4,7	7	8
ЛИГУРИЙСКО-ЭТРУССКАЯ ЗОНА							
1904	апрель	10	44.2	10.7	5,2	11	8
1909	август	25	43.2	11.3	5,1	7	8
1916	май	17	44.2	12.9	5,8	20	8
1917	апрель	26	43.4	12.1	5,5	8	10
1918	ноябрь	10	43.8	11.9	5,7	5	9
1919	июнь	29	43.9	11.5	6,2	25	10
1919	сентябрь	10	42.9	11.9	5,3	6	8
1920	сентябрь	7	44.2	10.3	6,3	10	10
1927	декабрь	26	41.6	12.7	4,5	10	8
1930	октябрь	30	43.7	13.3	5,9	7	9
1940	октябрь	16	42.9	11.7	5,0	12	8
1945	июнь	29	44.8	9.2	5,0	—	8
1979	сентябрь	19	43.1	13.1	6,5	3	—

Таблица 221

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1901	октябрь	30	45.6	10.5	5,0	22	8
1907	апрель	25	45.5	11.0	4,3	7	8
1908	июль	10	46.5	13.1	5,3	7	8
1928	март	27	46.3	12.9	6,0	25	9
1932	февраль	19	45.5	10.7	5,3	30	8
1936	октябрь	18	46.0	12.3	6,0	7	9
1949	февраль	3	46.5	13.1	4,7	8	8
1959	апрель	26	46.4	12.9	4,8	8	8
1976	май	6	46.7	13.2	6,5	29	10



Землетрясение Фриули 1976 г. (по V. Meloni)

Таблица 222

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
БРАДАНСКИЙ ПРОГИБ							
1937	июль	17	41.6	15.4	4,5	10	8
АДРИАТИЧЕСКИЙ ПРОГИБ							
1951	август	8	42.6	13.6	4,9	20	8
1943	октябрь	3	43.0	13.4	5,9	14	8
1924	январь	2	43.7	13.1	5,2	8	8
1930	октябрь	30	43.7	13.1	6,2	9	9
ПАДАНСКИЙ ПРОГИБ							
1904	февраль	25	44.7	10.6	5,3	7	8
1916	май	17	44.1	12.9	5,8	15	8

Южнее складчато-покровного комплекса Телль-Атласа на территории Алжира расположена зона срединных массивов Высоких плато. Она ограничена с юга глыбовыми горами Сахарского Атласа.

На территории Марокко к югу от гор Эр-Рифа расположены Предрифский прогиб и срединный массив Марокканской Месеты. Еще южнее находятся глыбовые горы Среднего и Высокого Атласа.

Следует отметить, что альпийскими складчатыми сооружениями являются только системы Телль-Атласа и Эр-Рифа. Их покровно-складчатые горы имеют ширину до 150 км и подразделяются на внутреннюю, центральную и внешнюю зоны, которые сформировались при движении горных масс с севера на юг. Это следствие поддвига Африканской литосферной плиты в северном направлении. С разломами, разделяющими складчатые комплексы, связаны землетрясения.

Телль-Атлас образован чешуйчато-складчатыми надвигами, протягивающимися вдоль берегов Средиземного моря в

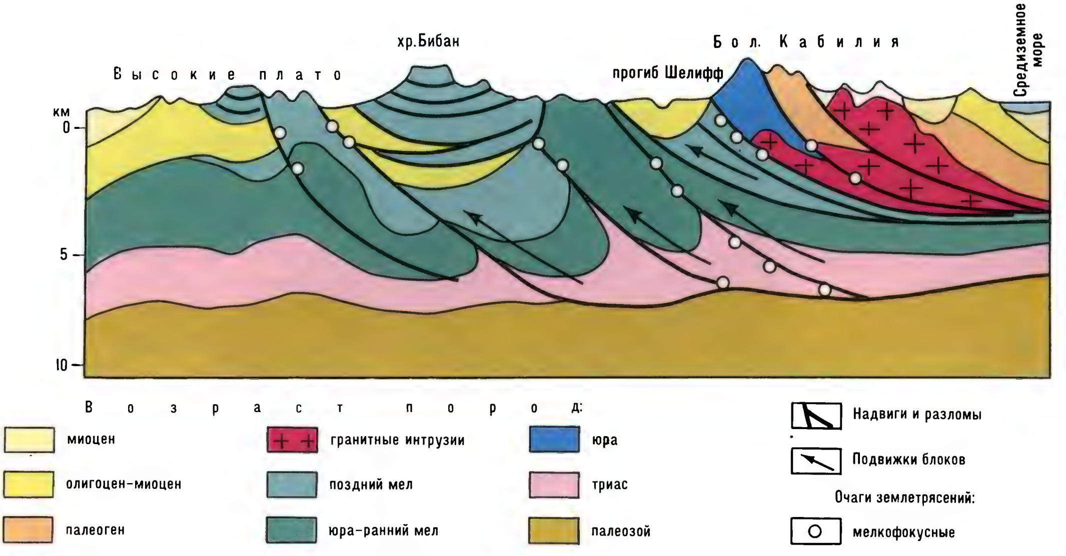


Схема строения гор Атласа (по Ю. Шуберту, А. Фор-Мюре, с изменениями)

Тунисе и Алжире. С востока на запад здесь расположены горы: Малая Кабилия (1462 м), Бабор (2004 м), Большая Кабилия (2308 м). К югу от последней находится хр. Бибан (1737 м). В районе гор. Алжир расположен хр. Атлас-Блида (1629 м), севернее которого протягивается молодой прогиб Митиджа. Все эти структуры сейсмичны *(Rothe,* 1954; *Ambraseys,* 1962; *Горшков,* 1963).

Далее на запад, вдоль берега Средиземного моря, протягиваются складчато-покровные горы Дахра (1157 м), ограниченные с юга продольным грабеном долины р. Шелифф. Южный борт этого грабена образует хр. Варсенис (1985 м). В грабене Шелифф происходят разрушительные землетрясения. Еще западнее, в районе Орана, горная система заканчивается хр. Тессала, где также происходят землетрясения.

Приведем примеры некоторых сильных землетрясений (с востока на запад). Система хребтов Бибан — Блида сейсмична. Здесь систематически происходят сильные землетрясения *(Горшков,* 1963).

З е м л е т р я с е н и е Б и б а н, 1910 г., 24 июня. Эпицентр в хр. Бибан близ пос. Омала. 36.1° с. ш., 3.2° в. д. M=6,60. Сила 10 баллов. Сильные разрушения зданий.

З е м л е т р я с е н и е Б и б а н, 1943 г., 16 апреля. Эпицентр на южном склоне хр. Бибан. 36.0° с. ш., 4.3 ° в. д. Массовые разрушения построек. Гибель людей.

З е м л е т р я с е н и е Б л и д а, 1716 г., 3 февраля. Эпицентр на южном склоне гор Атлас-Блида в 40 км от гор. Алжир. 36.5° с. ш., 2.8° в. д. Погибли 20 тыс. человек.

З е м л е т р я с е н и е Б л и д а, 1825 г., 2 марта, 07 ч. 00 мин. Эпицентр близ гор. Блида. 36.4° с. ш., 2.8° в. д. Сила 11 баллов. Погибли 7 тыс. человек.

З е м л е т р я с е н и е Б л и д а, 1989 г., 29 октября, 19 ч. 09 мин. Эпицентр в разломной зоне северного склона гор Атлас-Блида, в районе гор. Алжир. 36.66° с. ш., 2.58° в. д. M=6,1. H=33 км. Повторный толчок в 19 ч. 22 мин. M=6,2. Многочисленные афтершоки. Разрушение зданий в гор. Алжир и в его окрестностях. Погибли 19 человек. Ранены 150 человек (сообщения печати, газета «Советская Россия», 31 октября 1989 г.; Оперативный сейсмологический каталог ОМЭ ИФЗ АН СССР за октябрь 1989 г.).

Еще более сейсмичны регион продольного грабена р. Шелифф и ограничивающие его хребты Дахра и Варсенис. Здесь систематически происходят сильные землетрясения.

З е м л е т р я с е н и е Э л ь - А с н а м, 1954 г., 9 сентября, 01 ч. 04 мин. Эпицентр на южных склонах хр. Дахра близ гор. Эль-Аснам. 36.2° с. ш., 1.6° в. д. M=6,8. H=8 км. Сила 11 баллов. Большое количество афтершоков (до 1956 г. включительно). Выделившаяся энергия 10^{24} эрг. Обвалы и оползни в

горах. Разломы на местности. Разрушено 33 126 домов в населенных пунктах. Погибли 1400 человек (в Эль-Асname — 1243 человека). Ранены более 5 тыс. человек. Разрывы телеграфного кабеля в Средиземном море вследствие возникновения грязевых потоков в море. Убытки составили десятки миллиардов франков *(Philip, Meghraouni,* 1983; *Rothe,* 1955; *Heezen, Ewing,* 1955).

Землетрясение Бени-Хауа, 1955 г., 4 февраля, 05 ч. 12 мин. Эпицетр в грабене долины р. Шелифф у пос. Бени-Хауа. 36.0° с. ш., 1.0° в. д. Сила 8 баллов. Сильные разрушения.

Землетрясение Эль-Аснам, 1980 г., 10 октября, 12 ч. 25 мин. Эпицентр на борту грабена долины р. Шелифф, в 9 км к северу от гор. Аснам. 36.1° с. ш., 1.2° в. д. M=7,2. H=3 км. Сила 10 баллов. Сильный афтершок 10 октября в 12 ч. 37 мин. (M=6,0). Еще более сильный афтершок 10 октября в 15 ч. 39 мин. (M=6,8). В течение первого месяца после землетрясения 494 афтершока. Разломы на местности длиной до 40 км со смещением отдельных блоков до 6 м. Запруживание рек. Возникновение временных озер до 2 км длиной. Массовое разрушение зданий. Гибель 20 тыс. человек. Ранено более 60 тыс. человек. Лишились крова 900 тыс. человек (*Wood,* 1981; *Philip, Megraouni,* 1983; *Puegg, Kasser,* 1982; *Cisternas et al.,* 1982; *Deschamps et al.,* 1982; *Рейснер, Рогожин,* 1985).

Сейсмичен и район Орана на западном окончании Телль-Атласа. Здесь тоже происходят сильные землетрясения.

Высокие плато на территории Алжира представляют собой относительно стабильные блоки, образующие в рельефе обширные приподнятые равнины. С севера и с юга они ограничены глыбовыми горами. На севере это горы Ходна (1863 м), Титери, Саида (1810 м), Тлемсен (1843 м), на юге — Орес (2328 м), Улед-Наиль (1667 м) и др. С пограничными разломами Высоких плато связаны мелкофокусные землетрясения *(Горшков,* 1963).

На северной границе Высоких плато систематически происходят сильные землетрясения в районе гор. Константина и в хр. Ходна.

Землетрясение плато Мансурх, 1908 г., 4 августа. Эпицентр на плато Мансурх близ Константины. 36.4° с. ш., 6.6° в. д. Сила 8 баллов. Разрушения зданий.

Землетрясение плато Мансурх, 1947 г., 6 августа, 09 ч. 36 мин. Эпицентр в районе Константины. 37.0° с. ш., 8.0° в. д. Сила 9 баллов. Сильные разрушения зданий.

Землетрясение Константина, 1985 г., 27 октября, 19 ч. 35 мин. Эпицентр на Высоких плато близ Константины. 36.3° с. ш., 6.6° в. д. M=6,0. H=33 км. Возникновение трех зон разрушения. Разломы на поверхности земли с левосторонним смещением блоков *(Буниф* и *др.,* 1987).

Хребет Ходна — приподнятый горст, осложненный чешуйчатыми надвигами. Хребет протягивается на 175 км вдоль впадины Шотт-эль-Ходна. По разломам южного склона хребта происходят землетрясения *(Горшков,* 1963).

Землетрясение Ходна, 1946 г., 12 февраля. Эпицентр на южном склоне хр. Ходна. 35.4° с. ш., 4.6° в. д. Сила 8 баллов. Сильные разрушения зданий. Погибли 264 человека.

Землетрясение Ходна, 1953 г., 29 августа. Эпицентр на осевых разломах хр. Ходна. 35.3° с. ш., 5.0° в. д. Сила 7 баллов. Разрушения зданий.

Землетрясение Таблат, 1955 г., 13 сентября, 09 ч. 39 мин. Эпицентр в хр. Титери у пос. Таблат. 36.0° с. ш., 3,0° в. д. Сила 8 баллов. Разрушения зданий.

Землетрясение Айн-Бесседе, 1956 г., 23 мая, 00 ч. 05 мин. Эпицентр в хр. Титери у пос. Айн-Бессеме. 36.0° с. ш., 3,0° в. д. Сила 7 баллов. Разрушения.

Землетрясение Мелуза, 1960 г., 21 февраля. Эпицентр на западном конце хр. Ходна. 36.0° с. ш., 4,1° в. д. M=5,5. Энергия $4 \cdot 10^{19}$ эрг. Разрушения зданий. Гибель людей.

Южная граница высоких плато приурочена к разломам, отделяющим плато от Сахарского Атласа. Наиболее сейсмичен блок хр. Орес на восточном окончании Сахарского Атласа. Здесь происходят сильные землетрясения *(Горшков,* 1963).



Алжир. Высокие плато Константины близ города Сетиф



Западное Средиземноморье. Зоны землетрясений гор Эр-Риф и Бетских Кордильер. Между ними расположен Гибралтарский пролив. Снимок из космоса

Землетрясение Орес, 1924 г., 16 марта, 10 ч. 17 мин. Эпицентр в хребте Орес. 35.5° с. ш., 5.9° в. д. M=5,5. Сила 7 баллов. Разрушения зданий.

Следует отметить, что сильные мелкофокусные землетрясения иногда происходят и на разломах внутри Высоких плато.

Эр-Риф, Предрифский прогиб и Марокканская Месета. Складчато-покровные горы Эр-Риф имеют сложное чешуйчатое строение. С их разломами связаны землетрясения. Особенно сейсмичны восточное и западное окончание хребта.

На восточном окончании Эр-Рифа, в районе порта Мелилья, сильные землетрясения происходили в 1579, 1660, 1682 гг. Особенно разрушительные толчки произошли 8 октября 1791 г. и 2 сентября



Алжир. Высокий Атлас. Сейсмогенные древние завалы в долине реки Давес



Землетрясение Агадирское 1960 г. Здание отеля «Saada» до землетрясения

1792 г. Позднее сильные землетрясения были в 1821, 1848, 1887 гг. Разрушения принесли землетрясения 27 октября 1910 г., 28 марта 1915 г., 31 мая 1934 г. (*Горшков,* 1963).

На западном окончании гор Эр-Риф разрушительные землетрясения происходят в районе Танжера. Таковы были землетрясения в 1755, 1773, 1777 гг. и др.

В Предрифском прогибе и Марокканской Месете происходят хотя и редкие, но сильные землетрясения. Сотрясения распространяются на побережье Атлантического океана. Так, в 1755 г. 18 и 19 ноября сильное землетрясение охватило район г. Марракеш и побережье Атлантического океана на протяжении 700 км (от порта Сафи до Танжера).

Сильные землетрясения происходят на северной границе Марокканской Месеты в районе гор. Фес. Так, в 1624 г. этот город был полностью разрушен землетрясением. Разрушительные землетрясения происходили здесь в 1665, 1719, 1773 гг. Особенно пострадал город 18 и 19 ноября 1775 г., когда при землетрясении в нем погибло 3 тыс. человек (*Горшков,* 1963).

Средний и Высокий Атлас — горные хребты, протягивающиеся по территории Марокко на 800 км от бассейна р. Мулуя до Атлантического океана. С разломами этих глыбовых хребтов на активизированном крае Африканской платформы происходят землетрясения (*Горшков,* 1963) (см. табл. 223).

Землетрясения вызывают оползни и каменные лавины, запруживающие реки в узких долинах. Такова, например, долина р. Дадес на южном склоне Высокого Атласа.

Особую тектоническую позицию занимало Агадирское землетрясение на юго-

Таблица 223

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*Сила*
СРЕДНИЙ АТЛАС						
1936	март	30	03 ч. 30 мин.	33.3	3.7	6
1939	март	20	01 ч. 35 мин.	32.9	5.2	6
ВЫСОКИЙ АТЛАС						
1937	март	30	03 ч. 00 мин.	30.9	6.9	6
1950	май	10	22 ч. 30 мин.	32.2	5.4	7



Отель «Saada» после землетрясения

западном погружении Высокого Атласа на берегу Атлантического океана.

Землетрясение Агадирское, 1960 г., 29 февраля, 29 ч. 41 мин. Эпицентр в 2 км южнее гор. Агадир на берегу Атлантического океана. 30.5° с. ш., 9.6° з. д. M=5,75. H=3 км. Энергия 10^{20} эрг. Сила 10 баллов. Разрушено до 90—100% всех зданий. Разрывы на поверхности земли. Погибли 12 тыс. человек. Ранены 12 тыс. человек (*Duffaud, Rothe,* 1962; *Поляков,* 1978).

Глава 3

КРАЕВЫЕ ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПИРЕНЕЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА И АЛЬПЫ

Западное побережье Пиренейского п-ова представляет собой сложную разломную зону, обновленную новейшими разломами, по которым происходят землетрясения. Развитие этой зоны шло под воздействием процессов поддвига Африканской литосферной плиты под Европейскую, что обусловило сдвижение континентального блока Пиренейского п-ова. В прибрежной разломной зоне систематически происходят сильные землетрясения. Из них следует отметить сейсмические толчки в 60 и 33 гг. до н. э., в 309, 382, 1909, 1320, 1340, 1347, 1355, 1356, 1362, 1395, 1504, 1512, 1532, 1551, 1575, 1597, 1598, 1699, 1729, 1750, 1751, 1752, 1761, 1796, 1858 гг. Особенно разрушительными были землетрясения в 1309, 1531, 1755 гг. Примером служит наиболее сильное землетрясение 1755 г. (*Karnik,* 1971).

Землетрясение Лиссабонское, 1755 г., 1 ноября, 09 ч. 45 мин. Эпицентр в океане, в 100 км западнее Лиссабона, на разломе в основании континентального подводного склона. 36°27′ с. ш., 11°15′ з. д. Главный толчок с M=8,75. Сила 12 баллов. Сильные афтершоки 1 ноября в 11 ч. 00 мин., 8 ноября в 05 ч. 30 мин., 15 ноября в 05 ч. 00 мин. и др. Энергия $08 \cdot 10^{25}$ эрг. Площадь, охваченная землетрясением, более 2 млн км^2. Плейстосейстовая область охватила всю Португалию, большую часть Испании, часть Марокко до Могадора (на берегу океана, в 800 км от Лиссабона к югу) и Марракеша. Сильные разрушения во всех городах Португалии. Разрушения в городах Испании (Севилье, Кадисе, Мадриде и др.). Землетрясение ощущалось в Англии, Голландии, Норвегии, Швеции, Германии. Цунами высотой до 12 м опустошило все западное побережье Пиренейского п-ова на расстоянии до 15 км от берега. У гор. Кадис высота волны 20 м. Разрушения портов: Танжер, Агадир, Рабат, Бордо, Дувр, Роттердам и др. Волна цунами пересекла Атлантический океан, достигла Антильских о-вов и Бразилии. В Лиссабоне массовые пожары — сгорело 5 тыс. домов. Погибли 60 тыс. человек (*Weinberg,* 1956; *Руссо,* 1986; *Machado,* 1966).

На берегах Средиземного моря, в восточной части сейсмической зоны Кордильеры-Бетико, тоже происходят сильные землетрясения.

Землетрясение Аликанте, 1829 г., 21 марта, 18 ч. 38 мин. Эпицентр

близ гор. Аликанте в провинции Мурсия. 38.2° с. ш., 0.9° з. д. H=7 км. Сила 10 баллов. Разрушено 5 тыс. домов в городах Торревьеха и Мурсия. Погибли 840 человек. Много раненых (*Karnic,* 1971; *Болт,* 1981).

Бетские Кордильеры. Складчато-покровные горы Бетских Кордильер протягиваются вдоль берега Средиземного моря на 600 км от Гибралтарского пролива до района гор. Валенсия. Их тектоническая зона продолжается архипелагом Балеарских о-вов. Бетские Кордильеры образованы двумя береговыми складчато-покровными хребтами — Кордильерой-Пенибетикой (3478 м) на западе и Кордильерой-Суббетикой (1579 м) на востоке. Севернее, параллельно им, протягивается хр. Кордильера-Бетико (2167 м). Он сопровождается с севера краевым Гвадалквивирским прогибом на краю древней платформы Иберийской Месеты.

Бетские Кордильеры надвинуты с юга на север на Гвадалквивирский прогиб. С их разломами связаны землетрясения. Некоторые из них были сильными.

Землетрясение Андалусское, 1884 г., 25 декабря, 20 ч. 55 мин. Эпицентр в 40 км юго-западнее Гранады, у пос. Алама-де-Гранада. 37.0° с. ш., 4.0° з. д. Сила 11 баллов. Большие обвалы в горах. Огромные трещины на поверхности земли в долинах. Разрушения зданий в городах провинций Малага и Гранада. Разрушено 17 178 домов. Погибли 700 человек (*Karnic,* 1971).

Особенность Бетских Кордильер — глубокофокусные землетрясения.

Землетрясение Ухихар, 1954 г., 29 марта, 06 ч. 17 мин. Эпицентр у южного подножия горного кряжа Сьерра-Невада у пос. Ухихар. 36.9° с. ш., 3.2° з. д. M=7,0. H=640 км. Сила 7 баллов. Сотрясения ощущались на всем Пиренейском п-ове, в северных частях Марокко и Алжира (*Hodgson, Kok,* 1956).

Пиренеи. Этот горный хребет протягивается на 450 км на северо-запад от Лионского залива Средиземного моря до Бискайского залива Атлантического океана. Он имеет сложное складчатое строение и разбит продольными разломами на несколько тектонических зон. В осевой зоне расположены древние кристаллические массивы. Примером является массив Маладета, образующий максимальную высоту в Пиренеях (3404 м). В Лионском и Бискайском заливах имеются подводные продолжения складчатых и разломных структур Пиренеев. С северо-востока складчато-блоковый хребет их сопровождается Предпиренейским передовым прогибом, развившимся на Аквитанской платформе (Франция). С юго-западной стороны Пиренеи сопровождаются межгорным тыловым прогибом на платформе Эбро (Испания). Прогибы сочленяются с хребтами по Северо-Пиренейскому и Южно-Пиренейскому разломам.

Наиболее важным в структуре Пиреней является разлом, отделявший осевую зону хребта от северной краевой зоны. Амплитуда вертикальных перемещений по этому разлому достигает 5 км. Однако поверхность Мохоровичича смещена в этом разломе на 20 км по вертикали. Так, глубина ее залегания под северным крылом разлома равна 30 км, а под южным — 50 км (*Хаин,* 1984). Имеется несколько секущих Пиренеи поперечных разломных зон, близ которых и происходят землетрясения. Примером могут служить землетрясения: 13 июля 1904 г. (42.8° с. ш., 00.0°, M=5,8, сила 8 баллов); 19 ноября 1923 г. (42.8° с. ш., 00.8° в. д., M=5,4, сила 8 баллов); 22 февраля 1924 г. (43.0° с. ш., 00.5° з. д., M=5,3, сила 8 баллов); 13 августа 1967 г. (43.2° с. ш., 00.7° з. д., M=5,5, сила 8 баллов); 29 февраля 1980 г. (43.1° с. ш., 00.4° з. д., M=5,1, сила 7 баллов) (*Гвишиани* и *др.,* 1988; *Gagnepain-Beyneix et al.,* 1982).

Для подводного продолжения Осевой зоны Пиреней по дну Лионского залива тоже характерны землетрясения. Примером является событие в 1963 г.

Землетрясение Лигурийское, 1963 г., 19 июля. Эпицентр в Лигурийском море. 43.4° с. ш., 08.2° в. д. M=6,2 (*Karnic,* 1971).

Альпы. Выпуклая на северо-запад горная дуга Альп протягивается на 1 тыс. км от Вены до Савоны. Ширина ее колеблется от 100 до 200 км. Альпы подразделяются на Восточные и Западные. Граница между ними проводится через рай-



Огромные трещины близ поселка Гювьяра в Андалусии, образовавшиеся при Андалусском землетрясении 1884 г.

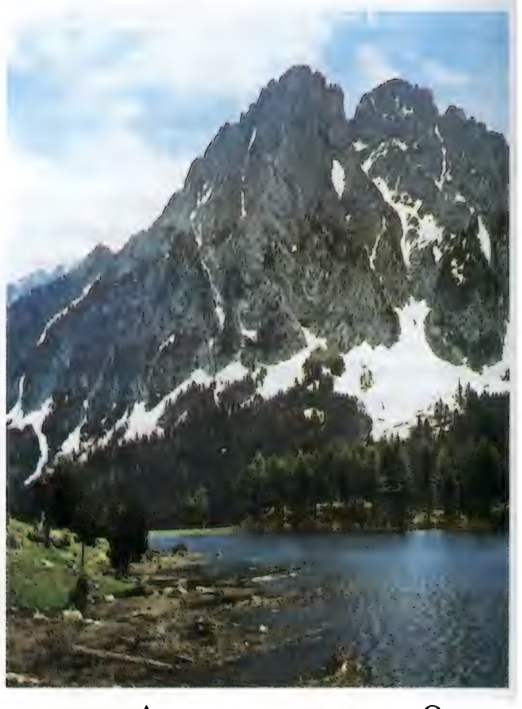
Пиренеи. Национальный парк Айгуэс-Тертес-я-Лаго-Сан-Маурисио, где происходят восьмибалльные землетрясения близ поперечных разломов, секущих Пиренеи в их осевой зоне

оны озер Комо на юге, Боденского на севере по субмеридиональной Трансальпийской разломной зоне. Восточные Альпы сложно сопрягаются во впадинах Венского бассейна с Западными Карпатами, Западные Альпы сливаются в Провансе с восточным продолжением Пиренеей. С севера горная дуга Альп сопровождается глубоким Предальпийским прогибом, который заполнен мощной (до 6 км) толщей новейших отложений. На юге — в тылу Альпийской горной дуги — расположен Ломбардский тыловой прогиб, также заполненный мощной (до 8 км) толщей новейших отложений. Эти прогибы отделены от Альп разломами.

Альпы были созданы в процессе многократных перемещений литосферы на север под воздействием поддвига смещающейся к северу Африканской литосферной плиты. Возникла сложная система тектонических покровов, образовавших внешнюю тектоническую зону Альп на севере. Внутренняя тектоническая зона, образующая Южные Альпы, таких покровов не имеет.

Горная система Альп представляет собой совокупность многих дугообразных хребтов. Так, в Восточных Альпах выделяют следующие наиболее крупные хребты: Норийские Альпы (2396 м) с древними массивами — «тектоническими окнами» в покровах; Низкий Тауэрн (2863 м) и Высокий Тауэрн (3798 м). Южнее расположены Карнийские Альпы (2780 м), на юго-западе — Доломитовые Альпы (3342 м).

Далее к западу возвышаются Центральные Альпы с массивами Ортлес (3899 м), Адамелло (3554 м), Бернина (4049 м).



Западные Альпы также имеют сложное строение из многих покровных хребтов и массивов — «тектонических окон» в покровах. В их пределах выделяют: Швейцарские Предальпы (2395 м), Гларнские (3623 м), Лепонтинские (4182 м), Бернские (4166 м) Альпы. Юго-западнее расположены Пеннинские Альпы с массивом Монблан (4807 м) — высочайшей вершиной Альп. В этом районе горная дуга Альп поворачивает

Доломитовые Альпы



Восточные Альпы.
Штирия.
Массив Дахштейн, вокруг которого происходят землетрясения



на юг и продолжается Грайскими (4061 м), Коттскими (3841 м), Приморскими (3297 м) Альпами.

С западной стороны эта часть Альп сопровождается Савойскими (3260 м), Дофине (1616 м), Прованскими (1943 м) Предальпами.

Разломы, разделяющие хребты и массивы в Альпах, сейсмичны.

Восточные Альпы. Землетрясения приурочены преимущественно к поперечным разломным зонам. Таковы разломы Австрийских и Штирийских Альп. Так, в районе Вены, вдоль хр. Венский лес, протягивается так называемая Термальная сейсмическая зона, выделенная Эдуардом Зюссом. Это зона, в которой концентрируются выходы горячих источников и эпицентры землетрясений. Она прослеживается на юго-запад от Вены по долинам рек Мюрц и Верхний Мур между Австрийскими и Норийскими Альпами. Термальная сейсмическая зона прослеживается и на северо-восток от Вены на 100 км.

В Предальпийском прогибе, в районе Вены, протягивается еще одна сейсмическая зона — по долине р. Кампы (левый приток Дуная). Она прослеживается по эпицентрам землетрясений на 100 км к северо-западу от Вены до Богемского массива.

Очаги мелкофокусных землетрясений в землях Каринтия и Штирия расположены на поперечных разломах Восточных Альп, в массивах Низкого и Высокого Тауэрна, а также в Карнийских и Доломитовых Альпах. В долине р. Мур (южнее Низкого Тауэрна) у Юденбурга 5 января 1916 г. произошло семибалльное землетрясение. Толчок такой же силы зарегистрирован 3 октября 1936 г. у пос. Обдах (северный склон Норийских



Центральные Альпы. Зона землетрясений в районе Женевского и Невшательского озер. Снимок из космоса

Альп) (*Drimmel et al.*, 1971).

Такое же сильное землетрясение произошло 16 апреля 1972 г. северо-западнее гор. Винер-Нейштадт (47.8° с. ш., 16.2° в. д.). M=5,4. H=18 км. Сила 8 баллов. Изосейсты вытянуты в меридиональном направлении (*Prochazkova et al.*, 1986). В аналогичной поперечной зоне разломов, пересекающей сейсмическую зону Мюрц — Мур, сильное (7 баллов) землетрясение произошло 18 сентября 1939 г. в хр. Фишбахские Альпы, у пос. Пухберг, близ г. Шнееберг (2075 м).

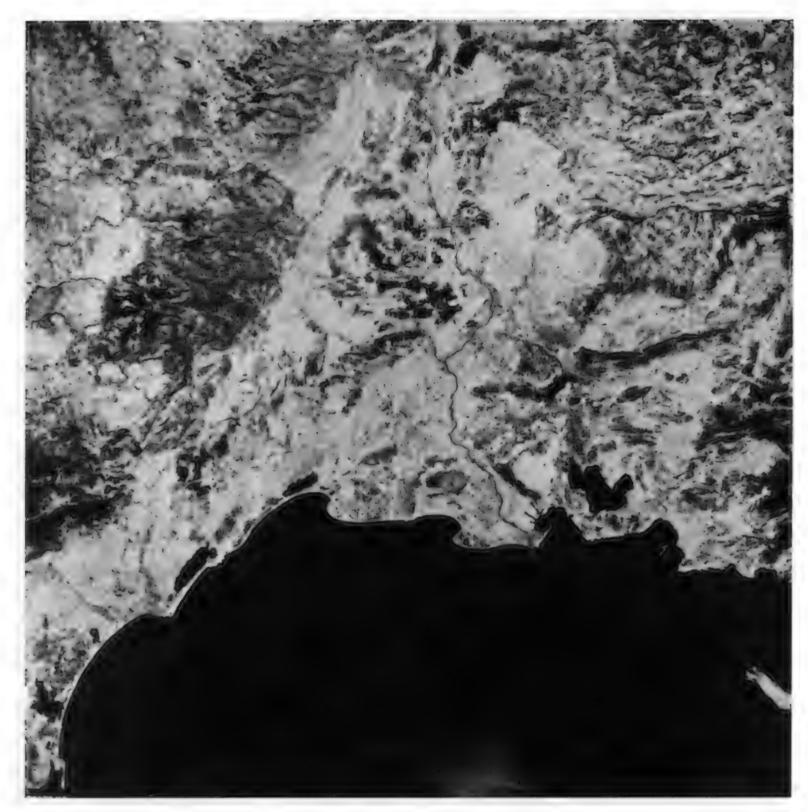
Весьма характерно, что к таким поперечным разломным зонам приурочены высокоприподнятые блоки земной коры (отметки более 2 тыс. м). Это свидетельствует о современной тектонической активности разломов и поднятиях блоков земной коры.

Западные Альпы. Для них характерны преимущественно продольные зоны землетрясений. Выделяются три главные сейсмические зоны Западных Альп. Одна из них протягивается вдоль Швейцарских Предальп от оз. Боденского до оз. Женевского. В этой зоне происходят редкие, но более сильные землетрясения, сопровождающиеся подземным гулом (*Безе,* 1912). Вторая продольная зона землетрясений протягивается параллельно первой между Швейцарскими Предальпами на севере и Гларнскими и Бернскими Альпами на юге, от оз. Фирвальдштедского у гор. Люцерн до оз. Тунского в долине р. Аар. Третья продольная зона землетрясений прослеживается по разломам субширотных отрезков долин рек Рейн и Рона между Гларнскими и Бернскими Альпами на севере и Лепонтинскими Альпами на юге. Здесь происходят довольно сильные толчки. Примером служит землетрясение в швейцарском кантоне Граубюнден 29 апреля 1905 г. (*Вебер* и *др.,* 1982) (см. табл. 224).

Юго-западный конец Альпийской горной дуги тоже сейсмичен. Так, вдоль Савойских Предальп, Дофине, Прованских Предальп, Приморских Альп происходят редкие, но очень сильные землетрясения. Примером служат события в 1887, 1909 гг.

З е м л е т р я с е н и е   Р и в ь е р а - д и - П о н е н т а, 1887 г., 23 февраля, 05 ч. 23 мин. Эпицентр в горах Ривьера-ди-Понента близ берега Лигурийского моря. 43.9° с. ш., 08.1° в. д. M=7,6. H=25 км. Сила 10 баллов. Сотрясения охватили территорию 568 888 км^2 и ощу-

Лионский залив. Ронский грабен. Западные Альпы в районе Марселя. Снимок из космоса

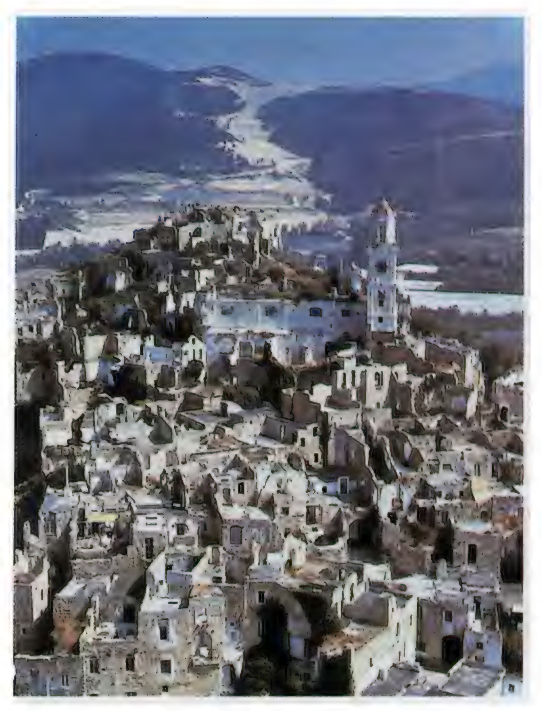


щались в Ливорно, Базеле, Люцерне (до 1 тыс. км от эпицентра). Разрушения в Ницце, Сан-Ремо и др. (*Karnic*, 1971).

Землетрясение Прованское, 1909 г., 11 июня, 21 ч. 06 мин. Эпицентр в долине р. Дюранс, на стыке

Таблица 224

Год	*Месяц*	*Число*	*Координаты*		*M*	*Сила в баллах*
			° с. ш.	*° в. д.*		
ПЕРВАЯ ЗОНА						
1917	июнь	20	47.2	09.6	5,0	—
1964	март	14	47.0	08.3	5,1	7
ВТОРАЯ ЗОНА						
1946	январь	25	46.4	07.5	6,0	8
1961	январь	17	46.5	07.4	6,3	—
1965	октябрь	24	46.4	07.4	5,0	7
ТРЕТЬЯ ЗОНА						
1924	апрель	15	46.2	07.9	5,1	7
1946	май	30	46.3	07.5	6,1	8
1905	апрель	29	45.9	07.1	5,7	9
ЮГО-ЗАПАДНЫЕ ДУГИ АЛЬП						
1962	апрель	25	45.0	05.5	5,7	8
1913	июнь	14	43.9	05.8	5,5	7
1909	июнь	11	43.7	05.4	6,2	9
1935	февраль	19	44.7	06.5	5,6	8
1959	апрель	5	44.6	06.8	5,5	7



Итальянские Альпы: Руины города Буссене-Векчия, разрушенного землетрясением 23 февраля 1887 г.

Коттских и Приморских Альп. 43.5° с. ш., 05.4° в. д. M=6,1. Сила 9 баллов. Подземный гул. Обвалы в горах. Сильные разрушения домов в деревнях. Погибли 40 человек (*Руссо,* 1966; *Гвишиани и др.*, 1988).

Землетрясение Барселоннет, 1959 г., 5 апреля, 11 ч. 00 мин. Эпицентр на стыке Коттских и Приморских Альп близ гор. Барселоннет. 44.3° с. ш., 06.5° в. д. M=5,5. Сила 8 баллов. Разрушено 60 домов. Большой материальный ущерб (*Руссо,* 1966; *Гвишиани* и др., 1988).

* * *

Итак, сделаем некоторые обобщения особенностей зон землетрясений в Индонезийско-Средиземноморском планетарном поясе. Их сейсмичность обусловлена коллизией литосферных микроплит (Индийской, Аравийской, Сахарских) и крупных приподнятых срединных массивов (Тибетского, Иранских, Малоазиатского, Иберийского и др.), расположенных в молодых альпийских горных системах. Не менее важное значение имеют опущенные, занятые морями блоки литосферы с океанической земной корой (Южнокаспийский, Черноморский, Ионический, Тирренский, Алжиро-Прованский, Альборанский). К таким же блокам относится и опущенный Паннонский блок литосферы, с которого море отступило в плиоцене.

Все эти структурные элементы обусловили при общем региональном сжатии литосферы перераспределение напряжений вокруг них и интенсивную сейсмичность пограничных разломов. Особую роль в возникновении землетрясений играют процессы поддвига литосферных микроплит в направлении на север — под Евразию.

Землетрясения в пределах Индонезийско-Средиземноморского пояса имеют очаги на глубинах не более 60 км. Однако в некоторых тектонических узлах (горы Вранча, Тирренское море, Бетские Кордильеры) происходят промежуточные, а изредка и глубокофокусные землетрясения.

Раздел пятый

ЗОНЫ НОВЕЙШЕЙ АКТИВИЗАЦИИ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Континентальная литосфера весьма неоднородна — составлена разновозрастными, разномасштабными литосферными блоками и микроплитами. Вследствие разных причин они испытывают новейшую активизацию, которая проявляется в виде магматизма, дифференцированных движений, а иногда и землетрясений. Зоны новейшей активизации внутриконтинентальной литосферы различны по геодинамике, тектонической позиции в континентальных массивах. Однако можно подразделить их на три главных типа.

К первому типу относятся зоны сосредоточенного воздействия астеносферы в срединно-континентальных рифтах. В них происходит движение блоков континентальной литосферы с последовательным новообразованием океанической литосферы. Наиболее ярко эти процессы проявляются в срединно-континентальных рифтах Восточной Африки, Красного моря и Аденского залива. В менее четком виде эти процессы выражены в рифтовой системе Байкал — Хубсугул и др. Со срединно-континентальными рифтами связаны многочисленные мелкофокусные землетрясения.

Второй тип новейшей активизации внутриконтинентальной литосферы характерен рассредоточенным воздействием астеносферы. Это приводит к формированию больших сводов, горных дуг и межгорных впадин. Подобные процессы наиболее развиты на территории Средней и Центральной Азии. Они отличны в разных ее регионах некоторой спецификой новейших структур, с которыми связаны многочисленные землетрясения.

Третий тип новейшей активизации внутриконтинентальной литосферы характерен переработкой ее процессами новейшего развития континентальных окраин. Эти процессы распространяются от берегов в континентальные массивы, охватывая обширные территории. С ними также связаны землетрясения.

Часть первая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НОВЕЙШИХ РИФТОВЫХ ПОЯСОВ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Срединно-континентальные рифты характерны специфическим развитием литосферы. Они расположены на ее сводовых поднятиях над мощными линзами прогретой разуплотненной «аномальной» мантии. Так, под рифтами Восточной Африки толщина такой «аномальной» мантии достигает 400 км, а глубина залегания ее кровли 40 км. В пределах Кенийского литосферного свода линза «аномальной» мантии имеет диаметр в основании около 1 тыс. км, а в земной коре около 500 км. Сходные характеристики приводятся и для «аномальной» мантии Байкало-Хубсугульской рифтовой системы. Толщина ее слоя около 300 км, глубина залегания кровли 50 км, а диаметр линзы 500 км (*Рогожина, Кожевников,* 1979).

Внутриконтинентальные рифтовые системы развиваются в результате сдвиговых и раздвиговых движений литосферных блоков. Рифты образуют в плане сигмоиды и составлены кулисообразно расположенными грабенами с диагональными горстовыми перемычками. С ними связаны мелкофокусные землетрясения (*Апродов,* 1964, 1975, 1983). Многие сдвиги в срединно-континентальных рифтах связаны с трансформными разломами, но протяженность последних небольшая.

Особенности новейшего развития срединно-континентальных рифтовых систем свидетельствуют о видоизменении сводовых поднятий литосферы в дифференцированные сдвиговые подвижки блоков по простиранию грабенов и под углом 45—60° к ним. Напомним, что в срединно-океанических рифтах эти поднятия сопровождаются раздвигом литосферы вкрест простирания рифтов. В этом состоит принципиальное отличие

геодинамики рифтов срединно-континентальных от срединно-океанических, что обусловливает и специфику их землетрясений.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Восточно-Африканская рифтовая система протягивается на 3 тыс. км от берегов Мозамбикского пролива на юге до Афарской депрессии на севере. Она расположена на трех литосферных сводах, осложняя их своими грабенами. Это Замбийский, Кенийско-Танганьикский и Эфиопский своды (*Хаин,* 1971; *Шуберт, Фор-Мюре,* 1973; *Белоусов, Милановский, Логачев,* 1974; *Bath,* 1975).

Грабены образуют две рифтовые ветви, которые огибают с востока и запада срединный массив с оз. Виктория на нем. Юго-восточнее — близ Индийского океана — расположен менее крупный срединный массив Масай. Севернее 5° с. ш. Восточная и Западная рифтовые ветви сливаются и продолжаются на север Эфиопским рифтом.

С разломами рифтов связаны землетрясения. Их можно объединить в пояса: 1) Западной рифтовой ветви, 2) Восточной рифтовой ветви, 3) межрифтового срединного массива, 4) Эфиопского рифта (*Wohlenberg,* 1969, 1970).

Западная рифтовая ветвь. Эта ветвь наиболее молодая и сейсмичная в Восточно-Африканской рифтовой системе. Она образована узкими щелевидными грабенами с озерами Ньяса, Руква, Танганьика, Киву, Эдуард, Мобуту-Сесе-Секо и грабеном с р. Альберт-Нил. Грабены разделены между собой горстовыми тектоническими перемычками-горами. Наиболее высокой из них является массив Рувензори (5109 м) между грабенами Эдуард и Мобуту-Сесе-Секо. Землетрясения связаны с разломами на бортах грабенов и близ них. Наиболее сейсмичны грабены Ньяса и Танганьика, горст Рувензори.

Землетрясения рифтов Ньяса и Руква. По оси рифтовой зоны Ньяса — Руква расположены впадины-грабены с озерами Чилва и Амарамба на юге, Ньяса посередине и Руква на севере. Впадины расположены кулисообразно. Наибольший грабен оз. Ньяса имеет длину 600 км, ширину до 75 км. Глубина озера 706 м. Очертания бортов грабенов угловатые, обусловлены многими трансформными разломами, секущими грабены. С ними связаны землетрясения. Некоторые из них имеют значительные магнитуды (см. табл. 225).

Сильное (M>6,0) землетрясение произошло в этом районе на восточном берегу Ньясы в 1967 г. (*Fairhead, Henderson,* 1977).

Землетрясения в рифтовой зоне Танганьика. Грабен Танганьика характерен повышенной сейсмичностью на южном и северном концах. Это обусловлено пересечением грабена системами диагональных разломов. Очертания бортов рифтов угловатые. Длина грабена 300 км, ширина до 70 км. Глубина озера 1435 м.

В южной части грабена 13 декабря 1910 г. произошло сильнейшее в Восточной Африке землетрясение. Его эпицентр находился у южного конца грабена на восточном его борту (8.0° ю. ш., 31.0° в. д.). M=7,3. Сила 8 баллов. Землетрясение ощущалось на всей территории Экваториальной Африки от Индийского до Атлантического океана (*Горшков,* 1963).

Сильные (M>6,0) землетрясения происходили на восточном борту грабена Танганьика в 1956, 1957, 1960, 1967 гг. На западном борту грабена близ северного конца сильные землетрясения были в 1960 и 1965 гг. (*Wohlenberg,* 1969; *Fairhead, Henderson,* 1977). Умеренно сильные землетрясения произошли близ западного борта грабена Танганьика 30 августа 1984 г. в 10 ч. 27 мин. (7.0° ю. ш., 28.0° в. д., M=5,2, H=33 км) и 23 февраля 1985 г. в 14 ч. 46 мин. (6.8° ю. ш., 30.9°в. д., M=5,6, H=33 км).

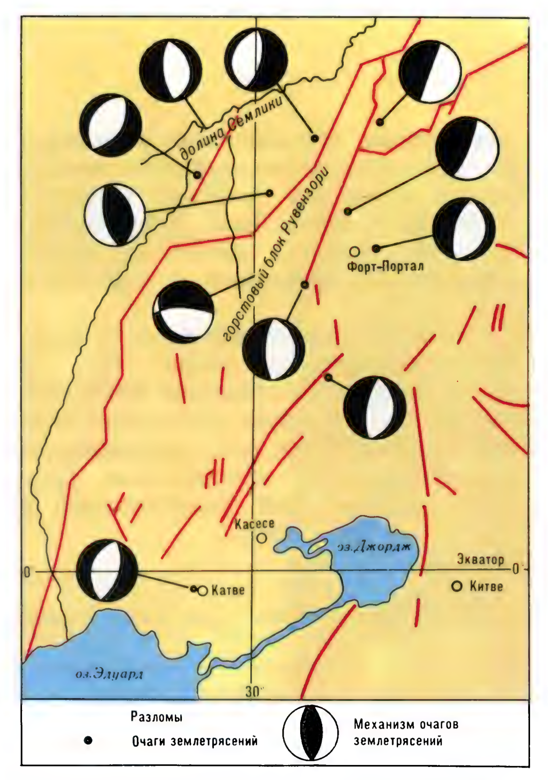
Землетрясения горстового массива Рувензори. Этот массив — тектоническая перемычка, разделяющая грабены Эдуард и Мобуту-Сесе-Секо. Горст длиной 120 км

→





Землетрясения Восточной Африки (по Геолого-геофизическому атласу Индийского океана)



Механизм очагов землетрясений гор Рувензори (по N. Maasha)

и шириной до 30 км окружен приразломными впадинами. Он представляет собой сводово-глыбовое поднятие докембрийского фундамента Африканской платформы, состоящее из многих блоков (*Милановский,* 1974, 1976; *Maasha,* 1975).

Для Рувензори характерна интенсивная сейсмичность. Здесь происходит много слабых землетрясений, но иногда случаются и сильные.

З е м л е т р я с е н и е   Р у в е н з о р и, 1966 г., 20 марта, 01 ч. 43 мин. Эпицентр на юго-восточной периферии горста. 0.7° с. ш., 29.8°в. д. M=6,9, H=24 км. Это одно из сильнейших землетрясений в Западной рифтовой ветви *(Рыкунов и др.,* 1974).

З е м л е т р я с е н и я   с е в е р н о г о   о к о н ч а н и я   З а п а д н о й   р и ф т о в о й   в е т в и. Северное окончание представляет собой впадину с долиной р. Альберт-Нил. Сейсмичность этой структуры слабая. Однако изредка здесь происходят и сильные землетрясения (см. табл. 226).

Восточная рифтовая ветвь. Грабены и разделяющие их горстовые перемычки Восточной ветви рифтового пояса отличаются от аналогичных структур Западной ветви более спокойным неотектоническим режимом. Они имеют более древний возраст и менее контрастно выражены в рельефе. Сейсмичность этих структур менее интенсивная, чем в аналогичных структурах Западной ветви.

Наиболее значительными грабенами Восточной рифтовой ветви являются Эяси и Натрон, Балангида и Маньяра, Натрон и Магали, Наиваша, Хенингтон — Баринго, Рудольф (названия по озерам). Грабены пересекаются под острыми углами.

Наиболее сейсмичны окончания грабенов и узлы их пересечения, где иногда происходят землетрясения с магнитудами 6,0—6,9. Таковы были землетрясения в 1951, 1956, 1959 гг. и др. в тектонической перемычке Кратерного нагорья севернее оз. Эяси. Они связаны с поперечной разломной зоной.

Редкие, но сильные землетрясения происходят в грабене Хенингтон — Баринго. Таково было землетрясение в 1928 г.

З е м л е т р я с е н и е   С у б у к и я, 1928 г., 6 января, 19 ч. 32 мин. Эпицентр на тектоническом уступе поперечного разлома Лайкипили в долине р. Субукия, восточнее оз. Хенингтон (в 160 км к северо-западу от Найроби). 0.5° с. ш., 36.5°в. д. M=7,1. Большие обвалы и оползни в горах. Сильные разрушения зданий (*Рихтер,* 1963).

Северное окончание Восточной рифтовой ветви в районе оз. Рудольф тоже сейсмично. Здесь происходят редкие, но

Таблица 225

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*
1940	декабрь	18	03 ч. 39 мин.	13.0	32.0	6,0
1942	октябрь	9	15 ч. 46 мин.	11.0	35.0	6,7
1919	май	1	05 ч. 06 мин.	9.0	35.0	6,5
1984	август	25	20 ч. 38 мин.	8.6	32.5	5,3

сильные землетрясения. Таково было землетрясение севернее оз. Рудольф 30 ноября 1937 г. в 12 ч. 58 мин. (5.0° с. ш., 36.0°в. д., M=6,2).

Срединный массив с впадиной оз. Виктория. Он расчленен многочисленными разломами на блоки, сохранившие автономию в движениях. С некоторыми из них связаны редкие землетрясения (см. табл. 227).

Эфиопский рифт. Эфиопский, или Абиссинский, рифт сечет Эфиопский литосферный свод. Рифт протягивается на 600 км от оз. Стефани (5° с. ш.) до Афарской депрессии. Поперечными тектоническими перемычками Эфиопский рифт разделен на ряд грабенов с относительно крупными озерами: Стефани, Чамо, Абая, Авуса, Шала, Хора-Абьята, Лангана, Звай. С разломами грабенов связаны землетрясения. (см. табл. 228).

Землетрясения происходят и на периферии Эфиопского свода. Так, на северо-восточной периферии вдоль бортов Афарского рифта происходят сильные землетрясения, сопровождающиеся многочисленными афтершоками. Примером служит рой землетрясений в 1961 г. (см. табл. 229).

Таблица 226

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*
1910	декабрь	13	11 ч. 37 мин.	8.0° ю. ш.	31.0°	7,3
1912	июль	9	08 ч. 18 мин.	3.0°	33.0°	6,8
1928	январь	6	19 ч. 31 мин.	0.5°	36.5	7,0
1966	март	20	01 ч. 43 мин.	0.6°	30.1°	7,0

Таблица 227

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1919	июль	8	21 ч. 06 мин.	6.0	32.5	6,75	—
1945	март	18	08 ч. 01 мин.	0.0	32.0	6,0	—
1983	декабрь		09 ч. 03 мин.	3.9	31.9	5,1	33

Таблица 228

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНЫЙ БОРТ РИФТА							
1913	сентябрь	16	11 ч. 56 мин.	6.0	36.5	6,2	—
1928	октябрь	4	18 ч. 23 мин.	7.0	38.0	6,0	—
1906	август	25	13 ч. 46 мин.	9.0	39.0	6,8	—
1984	апрель	10	08 ч. 11 мин.	11.1	39.4	5,0	—
ГРАБЕНЫ РИФТА							
1955	сентябрь	6	13 ч. 28 мин.	6.0	38.0	6,0	—
1983	декабрь	2	23 ч. 09 мин.	6.8	38.4	5,8	3

Таблица 229

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*
1961	май	29	10 ч. 52 мин.	9.9	39.5	5,5
1961	июнь	1	23 ч. 29 мин.	10.8	39.8	6,5
1961	июнь	2	04 ч. 51 мин.	10.2	39.8	6,3
1961	июнь	2	07 ч. 03 мин.	10.5	40.0	5,5
1961	июнь	2	23 ч. 32 мин.	9.0	40.0	5,5
1961	июнь	3	15 ч. 23 мин.	10.0	39.7	5,5
1961	июнь	14	20 ч. 32 мин.	10.4	39.7	5,5

Восточная Африка. Зона землетрясений Восточной рифтовой ветви. Рифт Эяси — Натрон. Западный эскарп рифта высотой 450 м





Механизм очагов землетрясений в Восточно-Африканской рифтовой зоне (по N. Maasha, P. Molner)

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АФАРО-КРАСНОМОРСКО-АДЕНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Северо-восток Африки и запад Аравии охватывает Аравийско-Нубийский литосферный свод, по осям которого расположены рифты Красного моря и Аденского залива с ответвлением на юг Афарской депрессии. Афаро-Красноморско-Аденская рифтовая система характерна структурами, переходными от континентальных к океаническим. Грабены Афара еще можно отнести к континентальным, но грабены Красного моря являются уже межконтинентальными, а грабен Аденского залива — океаническим. Таким образом, эти три составные элементы единой тройной рифтовой системы представляют собой последовательные стадии превращения континентальной литосферы в океаническую. С этими структурами связаны слабые, а иногда и сильные землетрясения.

Афарская депрессия. Она представляет собой южную часть Красноморского рифта, отделенную от него поперечным Данакильским горстом. Ширина Афарской депрессии достигает на побережье Красного моря 500 км.



Афарская депрессия. Снимок из космоса

Она образовалась, как и Красноморский рифт, вследствие растяжения литосферы над астеносферной прогретой линзой. Это обусловливает усиленный тепловой поток из глубин, вулканизм и землетрясения.

В недавнем геологическом прошлом Афарская депрессия была заливом Красного моря, которое отступило около 80 тыс. лет назад. Дно депрессии осложнено системой грабенов и горстов. Группы их протягиваются по западному и южному краям депрессии. В южной части Афара грабены на дне депрессии представляют собой продолжение Эфиопского рифта.

В районе оз. Аббе их система разветвляется и пересекается грабенами с простиранием, параллельным оси Красного моря.

Одна из ветвей грабенов отклоняется на восток от оз. Аббе и соединяется с грабеном залива Таджура в Аденской системе. Вторая ветвь грабенов прослеживается на север от оз. Аббе и соединяется с Данакильским грабеном, расположенным западнее Данакильского горста (*Sykes, Landisman*, 1964).

С разломами грабенов и горстов Афара связаны землетрясения. Они обусловлены сдвиговыми перемещениями литосферы по разломам северо-восточного простирания, перпендикулярным к оси Красного моря. Выделяются наиболее сейсмичные районы у оз. Аббе и залива Таджура.

Район оз. Аббе находится на продолжении Эфиопского рифта. Здесь происходит разветвление грабенов, осложняющих днища Афарской депрессии, и довольно часты мелкофокусные землетрясения (см. табл. 230).

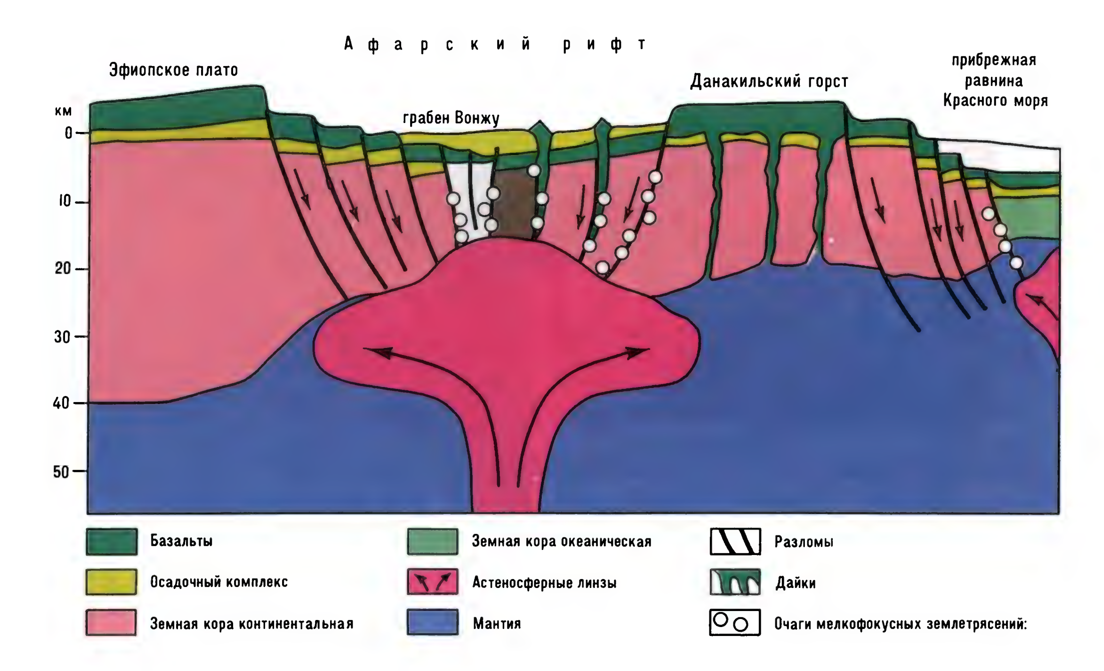


Схема строения и землетрясения Афарского грабена

Система грабенов залива Таджура как бы соединяет депрессию Афар с западным концом срединного рифта Аденского залива. В районе залива Таджура происходят интенсивные процессы активизации литосферы, развитие вулканизма, землетрясения (см. табл. 231).

Обращают на себя внимание значительные (39—70 км) глубины очагов землетрясений в грабенах залива Таджура.

Межконтинентальный рифт Красное море. Рифт протягивается на 1900 км между Африканской и Аравийской литосферными плитами. В раздвигающуюся рифтовую впадину шириной до 350 км вложены один в другой несколько грабенов. Самый молодой из них — осевой грабен — стал формироваться 4—2

Таблица 230

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
1929	май	18	01 ч. 02 мин.	11.5	41.5	6,0	—
1938	сентябрь	27	02 ч. 32 мин.	11.0	41.0	6,0	—
1969	март	2	09 ч. 16 мин.	11.9	41.3	6,4	—
1969	март	29	11 ч. 05 мин.	11.9	41.6	6,3	—
1969	апрель	5	02 ч. 18 мин.	12.0	41.5	6,5	—
1983	сентябрь	28	21 ч. 02 мин.	11.3	43.1	5,4	33
1983	сентябрь	30	18 ч. 58 мин.	11.9	43.7	5,9	33
1983	сентябрь	30	20 ч. 10 мин.	11.2	42.1	5,2	33
1984	апрель	10	08 ч. 11 мин.	11.1	39.4	5,0	33

Таблица 231

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
1973	март	28	13 ч. 42 мин.	11.8	42.9	6,0	70
1973	март	28	14 ч. 19 мин.	11.7	42.9	5,8	52
1973	март	28	14 ч. 59 мин.	11.7	42.8	6,1	39
1973	апрель	1	07 ч. 13 мин.	11.6	43.0	6,0	65
1978	ноябрь	7	17 ч. 05 мин.	11.7	42.6	6,1	—

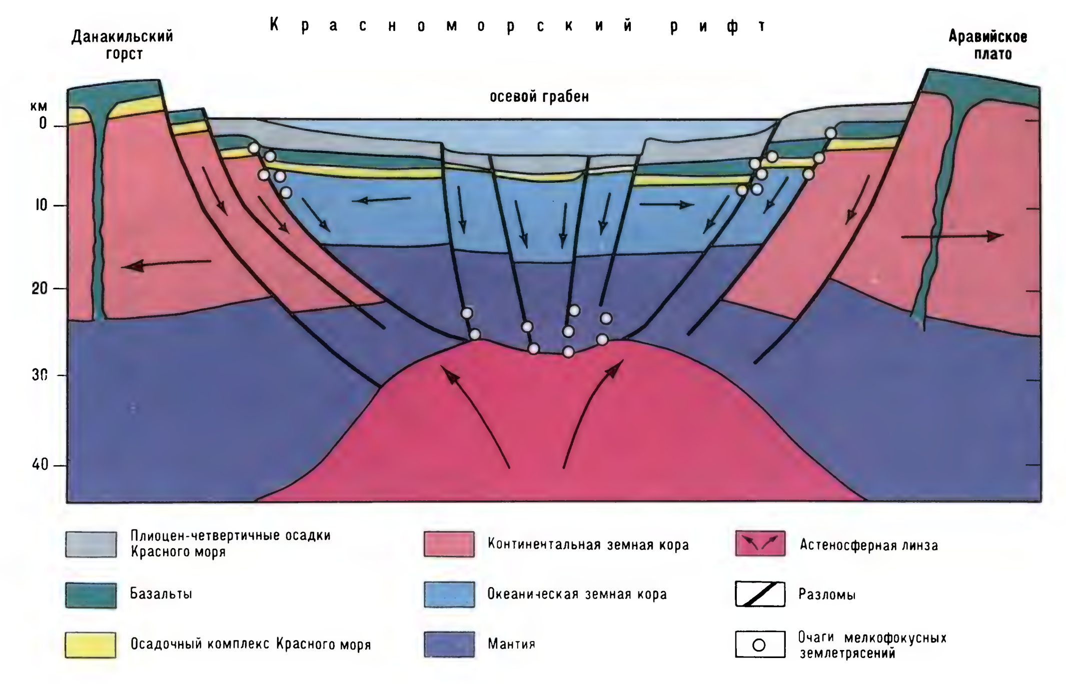


Схема строения и землетрясения рифта Красного моря

млн лет назад. Он образует в море срединный желоб шириной 50—60 км и глубиной до 3040 м.

Образование Красноморского рифта сопровождается растяжением и утончением литосферы над поднимающейся линзой прогретой астеносферы. Эти процессы обусловливают активизацию литосферы, нарастание глубинного теплового потока, усиление вулканизма и сейсмичности.

Землетрясения Красного моря можно подразделить на прибортовые и осевые (см. табл. 232).

Некоторые землетрясения представляли собой катастрофы.

Землетрясение Йеменское, 1982 г., 13 декабря, 09 ч. 13 мин. Эпицентр у гор. Дамар, в 80 км к югу от гор. Сана. 14.7° с. ш., 44.2° з. д. M=6,5. H=3 км. Сила 8 баллов. После главного толчка произошло три сильных афтершока. Полное разрушение 22 деревень. Сильные разрушения на территории 5 тыс. км^2 в 200 деревнях (70 тыс. домов). Погибли 3 тыс. человек. Остались без крова 500 тыс. человек. Землетрясение повторилось 29 декабря 1982 г., усугубив разрушения построек (сообщения печати; *Langer et al.*, 1987; *Arya et al.*, 1985). Сильные землетрясения в Йемене проис-

Таблица 232

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНЫЙ БОРТ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА							
1980	январь	14	12 ч. 28 мин.	15.7	40.1	6,3	3
1915	сентябрь	23	08 ч. 15 мин.	16.0	39.0	6,8	—
1978	январь	17	15 ч. 00 мин.	16.2	40.2	6,0	—
1977	декабрь	28	02 ч. 45 мин.	16.6	40.2	6,9	—
1969	март	31	07 ч. 16 мин.	27.7	33.6	6,7	—
ОСЕВОЙ ГРАБЕН КРАСНОГО МОРЯ							
1980	апрель	7	16 ч. 45 мин.	17.8	40.1	5,0	33
1982	декабрь	24	18 ч. 32 мин.	18.0	38.5	5,0	33
1983	июнь	12	12 ч. 00 мин.	28.6	33.0	5,3	33
ВОСТОЧНЫЙ БОРТ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА							
1982	декабрь	13	09 ч. 13 мин.	14.7	44.2	6,5	3



Левантийская трансформная зона землетрясений. Грабен Мертвого моря. Снимок из космоса

ходили в 1941 г., 11 января, в 08 ч. 32 мин. (17° с. ш., 43° в. д.) и 4 февраля, в 09 ч. 18 мин. (16° с. ш., 43° в. д.).

Левантийская граница Аравийской и Африканской плит протягивается на 900 км с юга на север. Она проводится по грабенам: залив Акаба, долина Вади-эль-Араб, Мертвое море, по грабенам долин рек Иордан, Эль-Литани, Эль-Аси, Эль-Габ. Все они образуют недоразвитую Левантийскую рифтовую систему. По ней происходит левостороннее сдвиговое смещение Аравийской плиты на север со скоростью около 5 см в год относительно Африканской плиты.

Вследствие интенсивных новейших и современных движений блоков литосферы рельеф Левантийской рифтовой системы отличается контрастностью. Отметки колеблются от −1828 м в заливе Акаба и от −800 м на дне Мертвого моря до 3083 м на горе Курнет-эс-Сауда в хр. Ливан. С разломами рифтовой системы связаны многочисленные слабые землетрясения со сдвиговыми деформациями в их очагах. Некоторые редкие землетрясения имели значительную силу. Так, в 31 г. до н. э. был разрушен древний монастырь у северного берега Мертвого моря.

На западном борту грабена долины р. Иордан (32.1° с. ш., 35.4° в. д.) 11 июля 1927 г. в 13 ч. 03 мин. произошло катастрофическое землетрясение с М=7,0. Погибли 268 человек. (*Plassard, Kogoj,* 1970).

З е м л е т р я с е н и е   С а й д а, 1956 г., 16 марта в 19 ч. 32 мин. Эпицентр в 20 км восточнее гор. Сайда на разломах у подножия Ливанского хребта. 33.6° с. ш., 35.5° в. д. М=6,0. Н=16 км. Сила 9 баллов. Разрушено 6 тыс. домов. Погибли 136 человек (*Plassard, Kogoj,* 1970). Таково же землетрясение 23 апреля 1979 г. на западном борту грабена Мертвого моря (30.9° с. ш., 35.4° в. д.). М=5,3. Н=1 км. По отдельным диагональным разломам в Левантийской рифтовой системе расположены грабены северо-восточного и северо-западного простираний. Таков грабен долины Бекаа между хребтами Ливан и Антиливан. Он имеет северо-восточную ориентировку.

Грабены северо-западной ориентировки выражены слабее. С разломами диагональных направлений связаны слабые сейсмические толчки. Таково землетрясение 26 марта 1968 г., в 19 ч. 38 мин. Эпицентр в Средиземном море, в 20 км западнее гор. Джубейль. 34.1° с. ш., 35.5° в. д. М=4,2. Сила 6 баллов (*Plassard, Kogoj,* 1970). Таково же землетрясение 19 января 1982 г. на побережье Сирии, севернее порта Латакия. 35.7° с. ш., 35.7° в. д. М=4,5. Н=33 км.

Аденский залив. Это молодой рифт, претерпевший сильное раздвижение. Его длина 1500 км, ширина от 100 км на западе до 500 км на востоке. По оси Аденского залива протягивается подводный срединный хр. Шеба с осевым рифтом на нем. Он соединяется на западе с грабеном залива Таджура. Осевой рифт и срединный хр. Шеба пересечены несколькими диагональными трансформными разломами. Самым большим из них является разлом Оуэн, который ограничивает структуры Аденского залива с их восточным продолжением от Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта. С рифтом Аденского залива и его трансформными разломами связаны мелкофокусные землетрясения (см. табл. 233).

Таблица 233

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА							
1929	январь	22	14 ч. 43 мин.	11.5	43.5	6,0	—
1979	октябрь	16	20 ч. 46 мин.	12.0	43.8	6,0	33
1979	октябрь	16	20 ч. 55 мин.	11.9	43.9	6,2	33
1980	август	31	22 ч. 05 мин.	12.1	45.9	5,1	3
1980	сентябрь	2	13 ч. 38 мин.	12.6	45.9	5,1	33
1982	декабрь	12	08 ч. 51 мин.	11.9	46.1	5,2	21
1982	декабрь	8	06 ч. 19 мин.	12.1	46.2	6,1	3
ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ЗАЛИВА							
1981	июль	3	20 ч. 58 мин.	13.0	49.5	5,7	3
1982	ноябрь	10	05 ч. 45 мин.	12.6	50.3	5,3	33
1982	ноябрь	10	05 ч. 41 мин.	12.5	50.4	5,3	3
1983	сентябрь	30	11 ч. 24 мин.	13.0	50.8	5,2	33
1928	сентябрь	18	19 ч. 53 мин.	14.0	52.0	6,0	—
1924	апрель	20	17 ч. 27 мин.	15.0	52.0	6,2	—
1984	февраль	18	05 ч. 22 мин.	14.7	52.5	5,1	3

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ХУБСУГУЛЬСКО-БАЙКАЛЬСКО-ЧАРСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Хубсугульско-Байкальско-Чарская рифтовая система представляет собой интенсивно развивающуюся зону новейшего срединно-континентального рифтогенеза. Она протягивается на 1500 км от Прихубсугулья (в Северной Монголии) до Чарской впадины. Эта рифтовая система имеет форму сигмоиды. Ее средняя часть образована раздвигом плит, а фланги формируются при сдвиговых деформациях земной коры (*Шерман, Леви,* 1978). Средняя часть рифтовой системы образована максимально раздвинутой сложной Байкальской впадиной. Она располагается на литосферном своде, над линзой аномальной, прогретой, разуплотненной мантии. Диаметр линзы достигает 500 км. Кровля ее находится на глубине 50 км (*Рогожина, Кожевников,* 1979).

Рифтовая система состоит из главных впадин: Хубсугульской, Дархатской, Тункинских, Южно-Байкальской, Баргузинской, Среднебайкальской, Северо-Байкальской, Верхнеангарской, Муйской, Чарской. Кроме них имеется несколько эмбриональных впадин на флангах рифтовой системы (Бусингольская в Прихубсугулье, Намаракитская и Верхнемуйская на северо-востоке и др.).

С разломами грабенов и тектонических перемычек между ними связаны многочисленные мелкофокусные слабые и сильные землетрясения. Некоторые сильные землетрясения приурочены к интенсивно развивающимся эмбриональным впадинам (*Солоненко,* 1968). Эпицентры сильных землетрясений располагаются в рифтовой системе неравномерно. Они находятся в районе Тункинских впадин, на Южном и Среднем Байкале, между северной оконечностью Байкала и Чарской впадиной (Сейсмическое районирование территории СССР, 1980). Сильные землетрясения составляют лишь небольшую часть общего количества сейсмических толчков. Число же всех землетрясений в рифтовой системе достигает более 3 тыс. ежегодно.

Восточное продолжение сейсмического пояса Хубсугульско-Байкальско-Чарской рифтовой системы предположительно можно искать в разломных зонах Станового хребта, где к северу от региональных глубинных разломов происходят сильные землетрясения на протяжении 600 км до Токинского Становика включительно. Впрочем, процессы рифтообразования в этой восточной части пояса ослаблены за счет развития других процессов активизации литосферы.

Хубсугульская система впадин. Прихубсугулье представляет собой литос-

ферный свод между Восточным Саяном на севере и Хангаем на юге. Свод осложнен межгорными рифтовыми впадинами: более древней Дархатской, молодой Хубсугульской и эмбриональной Бусингольской.

Хубсугульская впадина в настоящее время является главной. Она активно развивается, что обусловливает землетрясения (см. табл. 234). Ее западный борт образуют активные разломы вдоль восточного подножия хр. Баян-Ула (3002 м). Грабен оз. Хубсугул имеет длину 130 км, ширину до 35 км. Глубина озера 262 м. Озеро представляет собой затопленный отрезок тектонической депрессии — долины р. Эгин-Гол (левый приток р. Селенги) (см. табл. 234).

Некоторые землетрясения в районе оз. Хубсугул имели большую силу (см. табл. 235).

Дархатская рифтовая впадина менее активна. По ее разломам происходят слабые редкие землетрясения, связанные с разломами более контрастно выраженного восточного борта. Однако 10 апреля 1958 г. в северной части впадины, около хр. Мунку-Сардык (51.8° с. ш., 99.8° в. д.), произошло землетрясение силой 8 баллов при М=5,8.

Бусингольско-Белинская эмбриональная впадина вытянута в меридиональном направлении вдоль Бусингольско-Белинского глубинного разлома, секущего Шишхидское сводово-глыбовое поднятие на его западе. Она имеет крутой сбросовый восточный борт и более пологий ступенчатый западный. Ее длина 50 км, ширина до 12 км. Зона дробления вдоль Бусингольско-Белинского разлома протягивается на 300 км от северных предгорий хр. Сангилен до южных отрогов Восточного Саяна. С ней связаны довольно сильные землетрясения (см. табл. 236).

Сила землетрясений 19 мая 1989 г. достигла 8 баллов (*Хилько* и *др.*, 1985).

Тункинские впадины. Они образуют

Таблица 234

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*Энергетический класс*
1966	сентябрь	22	07 ч. 23 мин.	48.3	99.4	10
1973	август	13	15 ч. 48 мин.	50.2	99.5	11
1964	январь	14	20 ч. 59 мин.	50.5	98.2	11
1969	июль	10	10 ч. 22 мин.	50.6	99.5	11
1970	август	2	23 ч. 12 мин.	50.9	99.7	10
1971	май	12	05 ч. 51 мин.	50.9	99.8	11
1968	ноябрь	20	14 ч. 31 мин.	51.1	99.6	10
1967	март	16	08 ч. 38 мин.	51.2	99.5	10
1950	февраль	6	04 ч. 29 мин.	51.3	99.0	14

Таблица 235

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*М*	*Н, км*	*Сила*
1915	январь	15	00 ч. 45 мин.	49.6	99.7	5,8	15	8
1950	февраль	6	04 ч. 29 мин.	51.3	99.0	5,6	—	7
1958	апрель	10	—	51.8	99.8	5,8	—	8

Таблица 236

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*Энергетический класс*
1978	август	31	21 ч. 05 мин.	50.9	98.5	12
1976	апрель	1	04 ч. 31 мин.	51.1	98.0	14
1966	май	10	21 ч. 04 мин.	51.4	98.6	13
1966	июль	3	08 ч. 21 мин.	51.4	98.5	12
1974	ноябрь	29	21 ч. 05 мин.	51.8	98.5	14
1979	февраль	1	22 ч. 49 мин.	52.5	98.0	12
1939	май	19	18 ч. 51 мин.	52.3	98.0	15

субширотную цепь Хойтогольской, Туранской, Тункинской и Торской впадин, разделенных горстообразными тектоническими перемычками. Через впадины проходит верхнее течение р. Иркут. Борта их грабенов контрастно приподняты и образуют высокие хребты. На севере это окончание Восточного Саяна в виде хр. Тункинские Гольцы (3266 м). На юге это хр. Гурби-Бадан (2758 м). От Хубсугульского грабена Тункинские впадины отделены высокоприподнятым отрогом Восточного Саяна — хр. Мунку-Сардык (3492 м). С зонами разломов Тункинских впадин связаны сильные мелкофокусные землетрясения (см. табл. 237).

З е м л е т р я с е н и е М о н д и н с к о е, 1950 г., 4 апреля, 18 ч. 44 мин. Эпицентр в хр. Тункинские Гольцы (северный борт Тункинской впадины). 51.8° с. ш., 101.0° в. д. M=7,0. H=20 км. Сила 9 баллов. Обвалы в горах. Разломы на поверхности земли длиной до 3 км. Повреждения домов (*Солоненко* и *др.*, 1975).

З е м л е т р я с е н и я К ы р е н с к и е, 1958 г. Первое — 10 августа в 11 ч. 34 мин. Эпицентр у северного борта Тункинской впадины. 51.7° с. ш., 101.9° в. д. M=4,5. H=60 км. Сила 6 баллов. Второе — 22 октября в 08 ч. 34 мин. Координаты эпицентра 51.7° с. ш., 102.1° в. д. M=4,75. H=10 км. Сила 6 баллов. Легкие повреждения отдельных зданий (*Хованова,* 1960).

Южно-Байкальская впадина. Она протягивается на 400 км к северо-востоку от района пос. Култук до диагональной горстовой перемычки о. Ольхон — Академический подводный хребет — п-ов Святой Нос. Мощными осадками подводной дельты р. Селенги (мощность — 6 км) Южно-Байкальская впадина делится на две глубокие котловины: юго-западную (1478 м) и северо-восточную (1620 м). Борта грабена Южно-Байкальской впадины образованы многочисленными разломами. Приподнятые их блоки представляют собой хребты Приморский (1728 м) на северном берегу озера, Хамар-Дабан (2370 м) и Улан-Бургасы (2049 м) на южном берегу.

Ю г о-з а п а д н а я ч а с т ь в п а д и н ы представляет собой тектоническое продолжение Тункинских впадин, но отличается от них меньшей мощностью новейших осадков (меньше 3 км). Впадина асимметрична в поперечном направлении. Ее северный борт представляет собой приподнятый по сбросу блок Приморского хребта. Южный борт разбит многими ступенчато расположенными разломами. Это обусловливает сложный рельеф кристаллического фундамента Южно-Байкальской впадины. Сильное дробление земной коры обусловливает дифференцированные подвижки блоков и повышенную сейсмичность разломов (см. табл. 238).

Юго-западная часть Южно-Байкальской впадины характерна особенно сильными землетрясениями с неглубокими очагами. Кроме того, здесь происходят многочисленные шести-семибалльные землетрясения. Примером их является Южно-Байкальское землетрясение 1966 г.

З е м л е т р я с е н и е Ю ж н о-Б а й к а л ь с к о е, 1966 г., 30 августа, 06 ч. 10 мин. Эпицентр близ южного берега оз. Байкал. 51.8° с. ш., 104.6° в. д. M=5,5. H=20 км. Сила 7 баллов. Изосейсты вытянуты в субширотном направлении. Пятибалльная изосейста

Таблица 237

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1814	сентябрь	2	20 ч. 00 мин.	51.9	102.4	6,4	—	9
1912	май	22	08 ч. 22 мин.	51.7	103.8	5,3	14	7
1924	ноябрь	9	01 ч. 00 мин.	52.0	103.0	4,9	—	7
1926	апрель	12	15 ч. 00 мин.	51.9	102.4	4,8	—	7
1928	февраль	18	06 ч. 45 мин.	52.0	101.6	5,0	6	7
1950	апрель	4	18 ч. 44 мин.	51.8	101.0	7,0	20	9
1958	апрель	10	10 ч. 55 мин.	52.0	100.0	5,8	15	8
1962	январь	22	07 ч. 27 мин.	52.4	100.2	5,5	20	7



Байкальская рифтовая зона (зимний снимок из космоса). Впадины: Южно-Байкальская (1), Северо-Байкальская (2), Баргузинская (3), Верхне-Ангарская (4)

охватывает площадь в 35 тыс. км^2 (*Солоненко,* 1968).

Дельта Селенги расположена в тектонической подвижной зоне. Отдельные литосферные блоки отличаются здесь очень контрастными движениями, что обусловливает частые землетрясения. Некоторые из них достигают большой силы (см. табл. 239).

Землетрясение Цаганское, 1862 г., 12 января, 07 ч. 19 мин. Эпицентр в дельте Селенги. 52.3° с. ш., 106.7° в. д. М=7,5. Сила 10 баллов. Сильные деформации поверхности земли. Образование залива Провал площадью 203 км^2 и глубиной до 8 м. Выбросы воды из озер и колодцев. Разрушения зданий. Землетрясение ощущалось в Улан-Баторе и Киренске (*Солоненко,* 1968).

Северо-восточная часть Южно-Байкальской впадины является наиболее глубоководной (1620 м) во всей системе байкальских впадин. Для нее характерны контрастные движения литосферных блоков с преимущественным их погружением, что обусловливает сильные землетрясения. На северо-востоке впадина ограничена диагональной тектонической перемычкой, образованной блоками о. Ольхон, подводным Академическим хребтом, по-овом Св. Нос. С перемычкой также связаны сильные землетрясения (см. табл. 240).

Землетрясение Байкальское, 1903 г., 26 ноября, 11 ч. 49 мин. Эпицентр на разломах юго-восточного берега Байкала близ пос. Давыдов. 52.7° с. ш., 107.6° в. д. М=6,7. Н=30 км. Сила 8 баллов. Землетрясение ощущалось на территории 680 тыс. км^2 (*Солоненко и др.,* 1966).

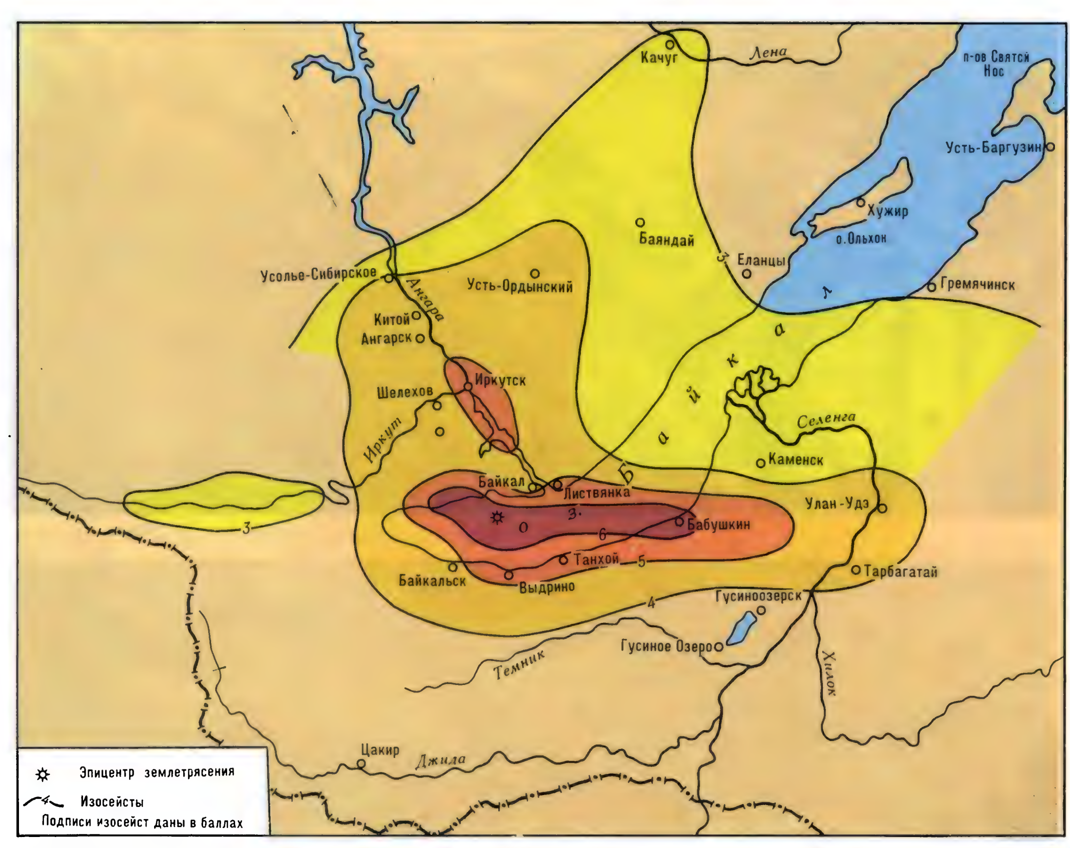
Землетрясение Среднебайкальское, 1959 г., 29 августа, 17 ч. 03 мин. Эпицентр во впадине у дельты Селенги. 52.7° с. ш., 107.0° в. д. М=6,8. Н=20 км. Сила 9 баллов. В эпицентральной зоне дно Байкала опустилось на 10—15 м. Землетрясение ощуща-

Таблица 238

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1804	май	5	17 ч. 00 мин.	51.7	104.5	6,0	15	8
1814	декабрь	16	23 ч. 00 мин.	51.5	105.5	6,4	15	9
1829	март	7	22 ч. 00 мин.	51.4	104.1	7,5	20	10
1839	август	18	01 ч. 00 мин.	52.1	105.7	6,2	20	8
1846	август	17	23 ч. 30 мин.	52.0	106.0	6,7	15	9
1866	март	8	04 ч. 30 мин.	51.7	104.5	6,0	15	8
1871	март	3	23 ч. 17 мин.	52.0	106.0	6,3	18	9
1874	июль	6	14 ч. 29 мин.	61.5	105.2	5,5	15	8
1876	май	31	17 ч. 00 мин.	51.9	105.8	5,5	15	8
1876	август	31	15 ч. 24 мин.	51.8	105.6	5,5	15	8
1881	январь	23	23 ч. 30 мин.	51.2	104.8	5,5	15	8
1881	февраль	10	01 ч. 13 мин.	51.4	105.0	5,5	15	8
1885	январь	12	16 ч. 00 мин.	52.5	106.5	6,7	25	9
1902	апрель	11	23 ч. 43 мин.	51.6	104.5	6,6	16	9
1903	ноябрь	26	11 ч. 49 мин.	52.7	107.6	6,7	30	8
1936	май	27	06 ч. 54 мин.	51.5	105.0	5,5	15	8
1941	июль	1	06 ч. 26 мин.	52.6	106.8	5,8	15	8
1959	август	29	17 ч. 03 мин.	52.7	107.0	6,8	20	9

Таблица 239

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1902	март	23	09 ч. 56 мин.	51.8	105.9	5,0	20	7
1871	март	3	23 ч. 17 мин.	52.0	106.0	6,3	18	9
1970	март	28	09 ч. 45 мин.	52.2	106.0	5,5	25	7
1967	февраль	11	09 ч. 27 мин.	52.0	106.4	5,2	25	7
1885	январь	12	16 ч. 00 мин.	52.5	106.5	6,7	25	9
1907	май	9	22 ч. 48 мин.	52.2	106.5	5,8	27	7
1963	февраль	10	06 ч. 48 мин.	52.6	106.9	5,0	14	7



Землетрясение Южно-Байкальское 1966 г. (по В. П. Солоненко)

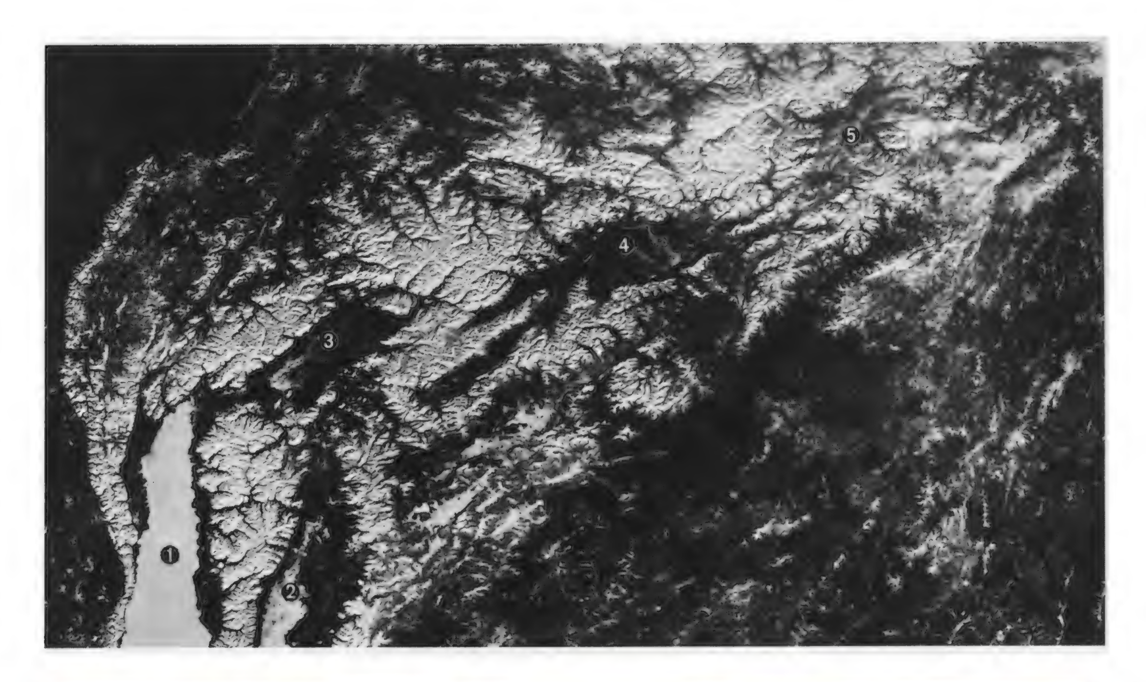
лось на территории 800 тыс. км^2 (*Солоненко,* 1968).

Северо-восточная часть Байкальской рифтовой системы. Она протягивается на 400 км от северо-восточного конца Байкала до Тонкинской впадины. Этот регион представляет собой цепь недоразвитых молодых грабенов, находящихся в стадии интенсивного развития. Наиболее крупными из них являются Верхнеангарская, Муйская, Чарская, Тонкинская впадины. Они образуют ось рифтового пояса. К югу от нее расположены Баргузинская, Баунтовская и другие впадины.

Для северо-восточной части Байкальской рифтовой системы характерны густая сеть молодых разломов и контрастные движения небольших литосферных блоков. В связи с этим здесь происходят

Таблица 240

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1959	август	29	17 ч. 03 мин.	52.7	107.0	6,8	20	9
1959	октябрь	8	14 ч. 14 мин.	52.7	107.1	5,1	15	7
1903	ноябрь	26	11 ч. 49 мин.	52.7	107.6	6,7	30	8
1972	август	9	19 ч. 42 мин.	52.8	107.7	5,2	20	7
1960	октябрь	6	16 ч. 19 мин.	52.7	108.1	5,5	15	8
ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПЕРЕМЫЧКА О. ОЛЬХОН—АКАДЕМИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ								
1939	май	26	09 ч. 40 мин.	53.9	108.8	6,0	20	8
1961	октябрь	28	22 ч. 46 мин.	53.6	108.8	5,5	20	7
1968	ноябрь	24	15 ч. 21 мин.	53.6	109.0	4,4	12	7
1949	май	6	14 ч. 30 мин.	53.7	109.7	5,8	20	8





Зоны землетрясений северо-восточной части Байкальской рифтовой системы (зимний снимок из космоса). Впадины: Северо-Байкальская (1), Баргузинская (2), Верхне-Ангарская (3), Муйская (4), Чарская (5)

Сейсмичная Чарская впадина и хребет Кодар

сильные землетрясения. Приподнятые литосферные блоки представляют собой высокие хребты, образующие борта грабенов и тектонические перемычки между ними. Таковы на северном фланге пояса впадин Северо-Муйский (2537 м) и Кодарский (2999 м) хребты, а на южном фланге — Южно-Муйский (2665 м) и хр. Удокан (2515 м). С ними тоже связаны землетрясения (см. табл. 241).

Некоторые землетрясения достигали значительной силы. Приведем их примеры (с запада на восток).

З е м л е т р я с е н и е Н и ж н е а н г а р с к о е, 1931 г., 6 августа, 18 ч. 16 мин. Эпицентр в районе пос. Нижнеангарск на северном окончании оз. Бай-

кал. 55.3° с. ш., 109.4° в. д. M=5,9. H=20 км. Сила 8 баллов. Деформации поверхности земли. Опускание берега Байкала на 2—2,5 м. Затопление прибрежной части поселка (*Солоненко,* 1968).

Землетрясение Уоянское, 1976 г., 2 ноября, 14 ч. 56 мин. Эпицентр в Верхнеангарской впадине близ ее северо-западного борта у пос. Уоян. 56.2° с. ш., 111.6° в. д. M=5,2. Сила 6 баллов. Ощущалось на территории около 200 тыс. км^2. Многочисленные афтершоки. Подземный гул был слышен от северной оконечности Байкала до Северо-Муйского хребта. Изменения дебита источников. Разрушения печей в домах (*Голенецкий, Ясько,* 1979).

Землетрясение Чуроканское, 1902 г., 17 августа, 18 ч. 29 мин. Эпицентр в районе Верхнеангарской впадины. 56.7° с. ш., 112.7° в. д. M=6,5. H=15 км. Сила 9 баллов. Разломы на поверхности земли.

Землетрясение Муяканское, 1962 г., 11 ноября, 11 ч. 31 мин. Эпицентр на тектонической перемычке между Верхнеангарской и Муйской впадинами. 55.9° с. ш., 113.1° в. д. M=5,8. H=20 км. Сила 8 баллов. Площадь, охваченная сотрясениями, 300 тыс. км^2. Сильные афтершоки 15 декабря 1962 г. в 18 ч. 19 мин. (*Солоненко,* 1979).

Землетрясение Муйское, 1957 г., 27 июня, 00 ч. 00 мин. Эпицентр в Намаракитской эмбриональной впадине в районе хр. Удокан. 56.2° с. ш., 116.4° в. д. M=7,9. H=15 км. Сила 10—11 баллов. Это наиболее сильное землетрясение в Байкальской рифтовой системе. Разломы на местности. Опускание Намаракитской эмбриональной впадины на 5 м. Сдвиг ее к западу. Поднятие хр. Удокан на 1,5 м со смещением его к востоку. Сейсмодислокации на южном борту Намаракитской впадины по линии длиной в 30 км со сдвигом блоков до 8 м. Обвалы в горах на территории более 50 тыс. км^2. Образование временного озера длиной 3 км. Повреждения домов во многих пунктах. Землетрясение ощущалось на территории более 2 млн км^2 (*Сейсмическое районирование СССР,* 1980).

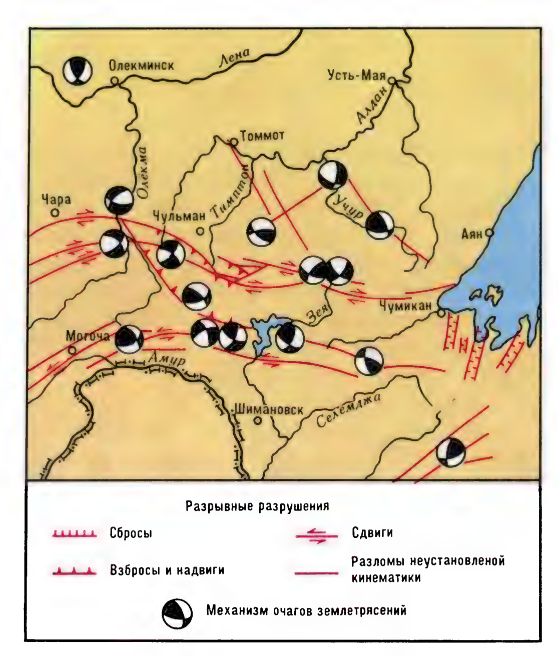
Землетрясение Восточно-Сибирское, 1725 г., 1 февраля, 11 ч. 00 мин. Эпицентр в Чарской впадине. 56.5° с. ш., 118.5° в. д. M=8,2. H до 50 км. Сила 11 баллов. Сильные обвалы в горах. Изменения уровня воды в Олёкме и Имангре. Разломы длиной до 40 км со сдвигом по ним блоков. Разрушения зданий (*Голенецкий и др.,* 1977).

Разломная зона Станового хребта. К востоку от Станового нагорья на 600 км протягивается разломная зона Станового хребта (2412 м) — восточное продолжение Байкальской рифтовой системы. Это система блоковых горных кряжей, протягивающаяся южнее края Алданского щита-нагорья. С юга они ограничены межгорными Зейской и Удинской впадинами. Эпицентры сильных землетрясений располагаются преимущественно севернее главных разломов Станового хребта, но иногда находятся на южных его склонах и даже на Зейской межгорной впадине. Особенно сильные землетрясения произошли в 1958 г. по Имангрийскому глубинному разлому, протянувшемуся вдоль южного подножия Станового хребта.

Сейсмичность Станового хребта обусловлена процессами горизонтальных подвижек, генетически связанных с рифтообразованием Байкальской рифтовой системы. Ежегодно происходит несколько сот слабых землетрясений с

Таблица 241

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1967	январь	15	19 ч. 59 мин.	55.6	110.8	5,2	10	7
1966	декабрь	31	00 ч. 29 мин.	55.7	110.8	5,1	10	7
1968	ноябрь	26	18 ч. 32 мин.	56.0	111.4	5,3	20	7
1937	декабрь	25	09 ч. 56 мин.	55.6	111.7	6,1	20	8
1917	апрель	29	11 ч. 55 мин.	56.0	113.6	6,6	20	9
1968	август	31	18 ч. 06 мин.	56.4	115.8	5,0	10	7
1970	май	15	20 ч. 50 мин.	56.9	117.8	5,5	20	7



Механизм очагов землетрясений в Олёкмо-Становой и Джагдинской зонах (по Л. Парфенову и др.)

неглубокими очагами. Сильные землетрясения происходят редко (см. табл. 242).

З е м л е т р я с е н и е Т а с - Ю р я х с к о е, 1967 г., 18 января, 05 ч. 34 мин. Эпицентр в среднем течении р. Тас-Юрях (приток р. Олёкмы). 56.6° с. ш., 121.0° в. д. M=7,0. H=13 км. Сила 9—10 баллов. Землетрясение охватило территорию 1 300 тыс. км² (до Благовещенска на востоке, до Читы на западе). Изменения уровня воды в реках. Местный зимний ледоход. Повал леса. Обвалы и оползни в горах. Повреждения зданий (*Кочетков,* 1972; *Кочетков* и *др.,* 1975; *Солоненко,* 1979).

З е м л е т р я с е н и е Н ю к ж и н с к о е, 1958 г., 5 января, 11 ч. 31 мин. Эпицентр на Имангрийском глубинном разломе в Чебаркасской эмбриональной впадине у южного подножия Станового хребта, в 45 км от пос. Усть-Нюкжа на р. Олёкме. 56.7° с. ш., 121.2° в. д. M=6,5. H=14 км. Сила 9 баллов. Два сейсмических толчка с интервалом времени между ними 8 мин. Сильные афтершоки. Подземный гул. Обвалы в горах. Изменения уровня воды в реках из-за их подпруживания. Повреждения зданий. Землетрясение ощущалось на площади 900 тыс. км² (*Кочетков,* 1966; *Солоненко,* 1979; *Парфенов* и *др.,* 1987).

З е м л е т р я с е н и е О л ё к м и н с к о е, 1958 г., 14 сентября, 14 ч. 22 мин. Эпицентр на Имангрийском глубинном разломе у южного подножия Станового хребта. 56.7° с. ш., 121.1° в. д. M=6,4. H=9 км. Сила 9 баллов. Вскрытие Имангрийского разлома на протяжении 5 км с раскрытием трещин шириной до 1,5 м. Подземный гул. Большое количество афтершоков. Сильные камнепады в горах. Повреждения зданий. Землетрясение ощущалось на территории 500 тыс. км² (*Кочетков,* 1966; *Солоненко,* 1979; *Николаев, Семенов, Солоненко,* 1982; *Парфенов* и *др.,* 1987).

З е м л е т р я с е н и е Л а р б и н с к о е, 1971 г., 14 июня, 13 ч. 49 мин. Эпицентр в зоне глубинного Станового разлома в верховьях Нижней Ларбы (бассейн Олёкмы). 56.2° с. ш., 123.7° в. д. M=5,9. H=16 км. Сила 8 баллов. Подземный гул. Землетрясение охватило площадь около 100 тыс. км² (*Козьмин и др.,* 1975; *Солоненко,* 1979; *Николаев, Семенов, Солоненко,* 1982; *Парфенов и др.,* 1987).

В заключение надо отметить, что процессы рифтообразования в Хубсугульско-Байкальско-Чарской рифтовой системе оказывают сильное воздействие на тектонические процессы и на сейсмичность в соседних областях. Раздвижение бортов в Байкальских рифтах, происходящее вследствие растекания астеносферной линзы, обусловливает сдвижение южного края Сибирской

Таблица 242

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1967	январь	18	05 ч. 34 мин.	56.6	121.0	7,0	13	9
1958	сентябрь	14	14 ч. 22 мин.	56.7	121.1	6,4	9	9
1958	январь	5	11 ч. 31 мин.	56.7	121.2	6,5	14	9
1972	ноябрь	25	13 ч. 32 мин.	56.3	123.6	5,0	20	7
1964	октябрь	23	14 ч. 15 мин.	56.6	124.5	4,5	9	7
1972	август	9	20 ч. 52 мин.	56.9	127.7	4,9	12	7

платформы в западно-северо-западном направлении. Это приводит к сильному сжатию палеозойских складчатых структур Восточного Саяна и к сдвигам по разломам северо-западного простирания.

К юго-востоку от Байкала аналогичные процессы происходят в Забайкалье по разломам северо-восточного простирания. Вполне возможно, что растекание астеносферной линзы и раздвижение Байкальских рифтов сказывается на поддвиге восточного края Сибирской платформы под Верхоянскую горную систему.

Таким образом, Хубсугульско-Байкальско-Чарская рифтовая система является как бы своеобразной геодинамической осью обширных областей Центральной Азии.

Часть вторая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСОВ СРЕДНЕЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И АЛТАЕ-САЯНО-МОНГОЛЬСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

Средняя и Центральная Азия и Алтае-Саяно-Монгольская горная система отличаются внутриконтинентальной новейшей активизацией литосферы и повышенной ее сейсмичностью. Здесь происходят весьма частые слабые, реже сильные мелкофокусные землетрясения. Новейшая активизация литосферы обусловлена в этих регионах отдаленным воздействием смещения на север Индостанской литосферной плиты (*Molnar, Denq,* 1984).

Давление этой плиты воспринимается и перераспределяется несколькими древними срединными массивами: Таримским, Алашаньским, Ордосским. Поэтому вокруг них формируются новейшие дугообразные глыбовые горные системы. Они развиваются унаследованно на каледонских и герцинских складчатых сооружениях. Так, можно выделить Куньлунь-Наньшаньскую и Алайско-Тянь-Шаньскую горные системы, обрамляющие Таримский погруженный массив. Севернее располагаются Восточно-Казахстанская и Алтайская горные системы, сопровождающие Джунгарский погруженный массив. Еще севернее простирается сложная система Саяно-Северомонгольских горных дуг, находящихся в сфере воздействия южного края Сибирской платформы, смещающейся к западу вследствие рифтообразующих процессов в Хубсугульско-Байкальско-Чарской рифтовой системе.

С горными дугами контрастно сочетаются цепи глубоких предгорных и межгорных прогибов, заполненных мощными новейшими отложениями. В некоторых прогибах эти отложения размыты и вынесены в соседние депрессии. С разломами, ограничивающими горные дуги и прогибы, связаны землетрясения.

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУНЬЛУНЬ-НАНЬШАНЬСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

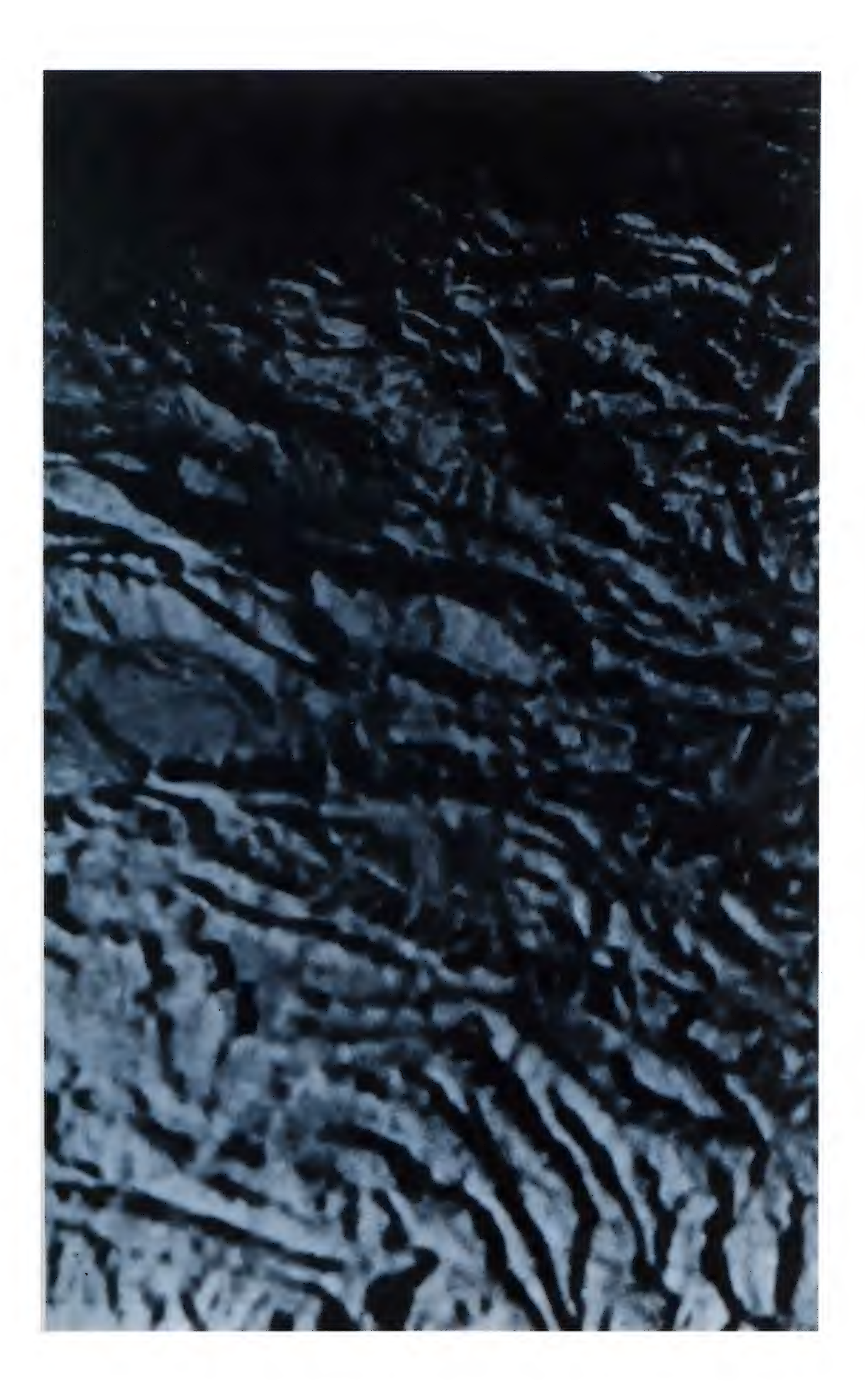
Таримский и Цайдамский погруженные массивы обрамляются с юга хр. Куньлунь. Посередине к северо-востоку от него ответвляется хр. Алтынтаг, разделяющий Таримский и Цайдамский массивы с находящимися на них впадинами.

Хр. Алтынтаг представляет собой переходное звено в систему гор Наньшань, протягивающуюся на 1 тыс. км к востоку вдоль массива Цайдам. По южному краю Таримского массива вдоль Западного Куньлуня протягивается глубокий и широкий Предкуньлуньский прогиб. Он заполнен мощной (до 5 км) толщей новейших отложений. Восточнее 84° в. д. Предкуньлуньский прогиб продолжается прерывистой цепью внутригорных впадин, расположенных между Центральным Куньлунем и Алтынтагом. Эта цепь впадин находит свое восточное продолжение в Цайдамской впадине, которая является очень широким межгорным прогибом между Восточным Куньлунем и Наньшанем. Последний с севера и северо-востока сопровождается сложным предгорным прогибом Хэси. С разломами всех этих структур связаны землетрясения.

Горная система Куньлунь представляет собой сложную систему глыбовых хребтов. На западе это хребты Кингтау и Карангтаг (7013 м), протянувшиеся параллельно Каракоруму. В середине это хребты Аркатаг (Пржевальского) (7723 м) и Бокалыктаг (Марко Поло) (6300 м). На востоке это хр. Баян-Хара-Ула (5442 м). В тектоническом отношении система Куньлуня представлена тремя антиклинориями: Западным, Средним и Восточным. Западный антиклинорий отделен от Каракорума Памиро-Каракорумским глубинным сдвигом, а от Среднего антиклинория он отделен юго-восточным продолжением Таласо-Ферганского глубинного сдвига (*Хаин,* 1979).

→

Центральноазиатская система возрожденных гор и впадин





Китай.
Зона землетрясений
Кунь-Лунь

Эти сдвиги — результат трансформации давления, оказываемого Индостанской литосферной плитой, смещающейся к северу. С разломами этих структур связаны землетрясения (см. табл. 243).

Характерно, что в Западном Куньлуне, близ Памиро-Каракорумского сдвига, происходят более глубокие — промежуточные землетрясения. Некоторые землетрясения были сильными. Таковы были сейсмические толчки в 1889 г. (Яркенд, 9 баллов), в 1895 г. (Таш-Курган, 8 баллов) и др. (*Горшков,* 1960).

Некоторые землетрясения довольно сильно проявляются на больших территориях. Таким было землетрясение в августе 1985 г.

З е м л е т р я с е н и е в З а п а д н о м К у н ь л у н е, 1985 г., 23 августа, 12 ч. 42 мин. Эпицентр в Предкуньлуньском прогибе, в 70 км западнее гор. Кашгар. 39.39° с. ш., 75.44° в. д. M=7,1. H=3 км. Землетрясение проявилось на большой территории. В пределах Средней Азии: Софи-Курган — 7 баллов; Ош, Андижан, Наманган—6; Фергана, Баткен—5; Арал, Фрунзе—5; Нарын, Пржевальск—4; Хорог, Куляб, Ленинабад, Душанбе—3 балла. Сильные афтершоки (M=5,8) произошли 29 августа 1985 г. в 23 ч. 40 мин. и 11 сентября

Таблица 243

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
МЕЛКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1967	май	11	14 ч. 51 мин.	39.5	73.7	6,0	—
1978	октябрь	8	14 ч. 20 мин.	39.4	74.7	6,0	33
1985	январь	25	18 ч. 03 мин.	38.7	75.2	5,4	3
1982	июль	9	08 ч. 01 мин.	36.6	76.7	5,1	50
1980	февраль	13	22 ч. 09 мин.	36.9	77.1	6,3	33
1980	октябрь	7	09 ч. 32 мин.	36.1	82.2	6,1	33
1982	октябрь	31	18 ч. 41 мин.	36.2	82.3	5,4	3
1977	январь	1	21 ч. 39 мин.	38.0	91.0	6,2	—
1981	июнь	9	22 ч. 08 мин.	34.8	91.4	6,2	33
1983	июнь	15	06 ч. 06 мин.	34.4	92.8	5,3	33
1980	октябрь	19	14 ч. 17 мин.	34.6	93.4	5,2	33
1982	март	7	11 ч. 49 мин.	33.6	94.9	5,0	3
1984	август	28	17 ч. 23 мин.	35.9	95.6	5,1	33
1977	январь	19	00 ч. 46 мин.	36.9	95.8	6,1	—
ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ							
1982	март	4	13 ч. 49 мин.	38.3	75.0	4,0	140
1982	май	16	01 ч. 14 мин.	37.9	75.3	5,0	190
1984	февраль	12	06 ч. 39 мин.	38.1	75.7	4,9	105

(M=6,6) в 20 ч. 46 мин. (Оперативный сейсмологический бюллетень ИФЗ АН СССР, 1985).

Горная система Наньшань. Имеет сложное строение и состоит из глыбовых структур. Наиболее крупными являются: Алтынтаг (6161 м), хребты Улан-Дабан (Гумбольдта) (4932 м), Циляньчиань (Рихтгофена) (5243 м), Циншилин (5243 м).

Между кулисообразно расположенными хребтами находятся межгорные впадины с озерами Хара-Нур и Кукунор (Цинхай). С северо-востока Наньшань сопровождается прогибом Хэси, развившемся на погруженном массиве Алашань.

С разломами, ограничивающими глыбовые хребты, межгорные впадины и предгорный прогиб, связаны мелкофокусные слабые и сильные землетрясения (см. табл. 244).

В качестве примеров очень разрушительных землетрясений можно привести данные о событии 1954 г.

Землетрясение Луншоушань (Шаньданьское), 1954 г., 11 февраля. Эпицентр в хр. Луншоушань, северо-восточнее гор. Шаньдань. 38.5° с. ш., 101.3° в. д. M=7,25. H=12 км. Сила 8 баллов. Большое количество афтершоков. Разломы на местности длиной до 20 км, трещины до 10 см шириной. Сильные разрушения построек и храмов (*Hsich Yu-show, Kuo Li-tsan,* 1957).

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Горная система Тянь-Шаня возникла на новейшем этапе развития в результате сдавливания литосферы при поддвиге Индостанской литосферной плиты под Евразийскую. Тянь-Шань имеет сложное покровное строение и состоит из литосферных блоков, представляющих собой каледонские и герцинские складчатые структуры, переработанные новейшей тектоникой. Выделяют структурные комплексы Южного и Северного Тянь-Шаня. В Южном Тянь-Шане преобладают герцинские, а в Северном — каледонские складчатые структуры. Граница между ними проходит по Таласо-Ферганскому и Центрально-Тянь-Шаньскому глубинным сдвигам.

Таласо-Ферганский глубинный сдвиг разделяет Западный и Восточный Тянь-Шань. Западный Тянь-Шань сформировался на верхней мантии платформенного типа, в которой до глубины 300 км сейсмические волны имеют относительно высокие скорости. Восточный Тянь-Шань сформировался на активизированной разуплотненной мантии с меньшими скоростями сейсмических волн (*Бурмаков* и *др.*, 1986). Таласо-Ферганский сдвиг протягивается с северо-запада на юго-восток по хр. Каратау (1610 м), отсекает Таласский Ала-Тоо от Ферганского хребта (4940 м).

Таблица 244

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ВПАДИНЫ ЦАЙДАМ								
1980	март	6	21 ч. 00 мин.	36.5	91.9	5,4	3	—
1980	июль	12	20 ч. 40 мин.	37.4	93.4	6,1	31	—
1984	июнь	14	13 ч. 55 мин.	37.0	96.2	5,2	33	—
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ХРЕБТОВ РИХТГОФЕНА И ЦИНШИЛИН								
1980	июнь	1	06 ч. 19 мин.	39.5	95.3	5,9	33	—
1932	декабрь	25	—	39.1	96.1	7,6	36	10
1980	апрель	17	19 ч. 25 мин.	38.0	99.0	5,3	33	—
1980	апрель	24	07 ч. 54 мин.	37.7	99.1	5,0	3	—
1927	май	22	—	37.1	102.1	8,0	40	11
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ПРЕДГОРНОМ ПРОГИБЕ ХЭСИ								
1984	январь	5	23 ч. 34 мин.	38.4	102.0	6,0	33	—
1984	декабрь	7	10 ч. 21 мин.	37.4	102.5	4,9	3	—

Южный Тянь-Шань протянулся на 2500 км и состоит из блоковых хребтов: Нуратау (2169 м) и Актау (2003 м) на западе, Туркестанского (5621 м) и Алайского (5539 м) в середине, Какшаал-Тоо (7439 м) и Халыктау (4287 м) на востоке. С юга к этой горной дуге примыкают параллельные ей хребты: Зеравшанский (5494 м) и Гиссарский (4636 м). Между их блоками расположены Зеравшанский и Ягнобский межгорные прогибы-грабены.

К югу от Гиссарского хребта расположена Таджикская депрессия, в которую погружаются на юго-запад хребты: Байсунтау, Бабатаг, Каратегин, Вахшский. С разломами всех этих структур связаны землетрясения.

Западная часть Южного Тянь-Шаня сформировалась в условиях сильного сжатия литосферы между Тургайско-Сырдарьинским и Ферганским опущенными массивами на севере и Каракумско-Таджикским на юге. Между 70 и 75° в. д. Южный Тянь-Шань соприкасается с внешней зоной Памирской дуги. Тектоническая граница между ними проходит по глубинным взбросо-сдвигам в грабене долин Кызыл-Суу и Сурхоба. По этим разломам происходит надвигание Памира (хр. Петра Первого) и Южного Тянь-Шаня (Гиссарский и Алайский хребты) на опущенный литосферный блок с долинами Кызыл-Суу и Сурхоба.

Сейсмичность структур западной половины Южного Тянь-Шаня возрастает с запада на восток. Так, в хребтах Нуратау и Актау происходят относительно редкие землетрясения. В Зеравшанском хребте и в западной части Гиссарского хребта землетрясения происходят часто. В восточной части Гиссарского хребта, в Каратегинском и Алайском хребтах землетрясения происходят очень часто. Эпицентры землетрясений располагаются вдоль разломных зон. Выделяется Южно-Гиссарская шовная разломная зона, которая сейсмична и протягивается вдоль южных склонов Гиссарского и Алайского хребтов в долинах Кызыл-Суу и Сурхоба. Различают Зеравшанскую сейсмическую шовную зону, протягивающуюся севернее Зеравшанского хребта, и Шовную зону 40-й параллели.

Северо-западное погружение Южного Тянь-Шаня. Складчато-глыбовые структуры Южного Тянь-Шаня продолжаются в погруженном виде далеко на северо-запад. В рельефе они выражены слабо в виде островных гор и сводов. Выделяется Кызылкумская группа островных гор и сводов (Тамдытау, Букантау и др.). С юго-запада она ограничена несколькими глубинными разломами, протягивающимися к Аральскому морю. Литосферный блок между этими разломами представляет собой Бухарскую тектоническую ступень. Она осложнена поднятиями (Каршинское, Мубаракское, Газлинское и др.).

С разломами этих поднятий связаны землетрясения. Примером являются землетрясения Газли. В литосфере района Газли имеется выступ подкоровой мантии шириной около 100 км и длиной более 150 км. В его пределах мощность земной коры не превышает 32—35 км, а за пределами выступа она увеличивается до 42—45 км. Земная кора над выступом мантии отличается повышенным тепловым потоком и высоким электросопротивлением. К ее разломам приурочены очаги землетрясений на глубинах 10—20 км (*Хамрабаев,* 1986).

З е м л е т р я с е н и е Г а з л и, 1976 г., 8 апреля, 02 ч. 40 мин. Эпицентр на разломной зоне Газлийского поднятия близ Газли. 40.5° с. ш., 63.8° в. д. M=7,0. H=20 км. Сила 8 баллов. Сильное местное землетрясение с плейстосейстовой областью около 1 тыс. км^2. Второй толчок 17 мая в 02 ч. 58 мин. Эпицентр в том же месте. M=7,3. H=25 км. Сила 9 баллов. Сотрясения ощущались на территории 1,5 млн км^2. Трещины и разломы на поверхности земли. Восьмибалльная зона площадью 1500 км^2. Сильные разрушения зданий в Газли и других пунктах (*Поляков,* 1978).

З е м л е т р я с е н и е Г а з л и, 1984 г., 19 марта, 20 ч. 28 мин. Эпицентр в разломной зоне северо-западного погружения хребтов Южного Тянь-Шаня близ Газли. 40.4° с. ш., 63.4° в. д. M=7,2. H=15 км. Сила 9 баллов. Землетрясение охватило огромную площадь западной половины Южного Тянь-Шаня и восточной части Туркменистана. Даже в районе

П А М И Р Т Я Н Ь Ш А Н Ь

Ю С

км 0, 25, 50, 75, 100

Комплексы

осадочный

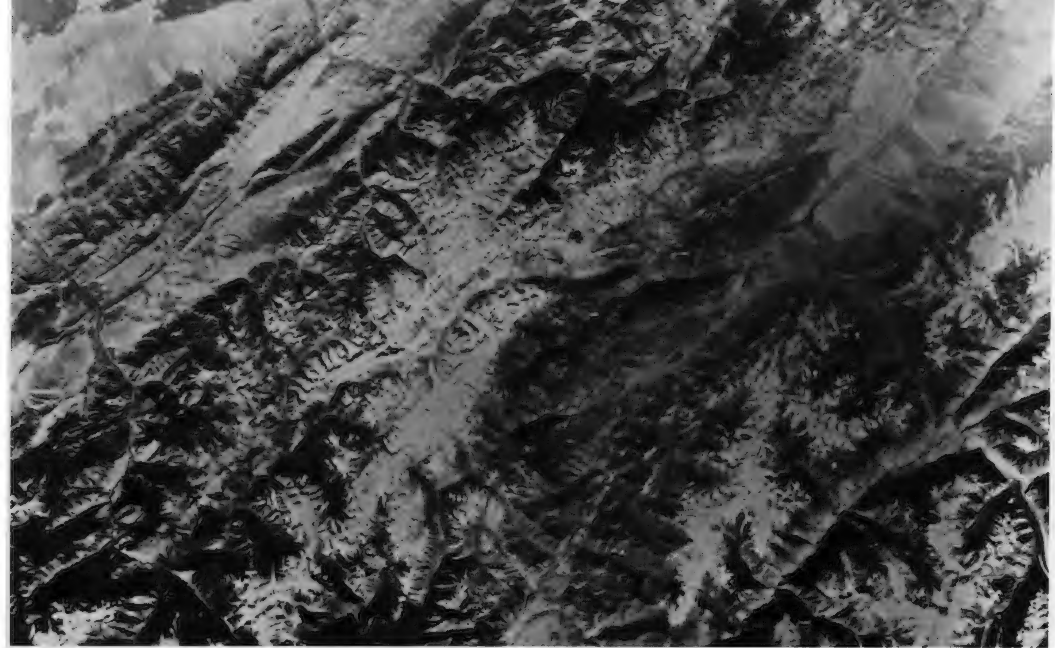
гранитно-метаморфический

базальтовый

Мантия

Разломы

Очаги мелкофокусных землетрясений



Земная кора и землетрясения Южного Тянь-Шаня (по Н. Бутовской и др., с изменениями)

Южно-Гиссарская пограничная сейсмическая разломная зона по долине реки Кызыл-Суу. Снимок из космоса

Ашхабада (в 500 км от эпицентра) оно ощущалось силой 5 баллов. Сила сотрясений: в Газли — 9 баллов, в Джангильды — 7—8, в Бухаре и Чарджоу — 7, в Навои и Мары — 6, в Самарканде —

5—6, в Джизаке и Ашхабаде — 5, в Ташкенте и Душанбе — 4, в Андижане — 3—4, в Ленинабаде, Чимкенте и Джамбуле — 3, в Кулябе, Хороге и Фрунзе — 2—3 балла. Многочисленные афтершоки. Наиболее сильные из них 20 марта (6 баллов), 22, 23, 24, 25, 26 марта и 19 апреля (5 баллов). Сильные разрушения зданий в Газли, повреждения домов в Бухаре и других пунктах.

Землетрясение продолжилось 8 июля 1984 г. в 23 ч. 55 мин. Эпицентр его совпал с эпицентром землетрясения 19 марта. M=4,9. H=3 км. Оно ощущалось в Газли силой 5 баллов, в Самарканде — 2 балла. Афтершок 5 августа силой 5 баллов. Новый сильный толчок произошел 14 августа 1984 г. в 11 ч. 46 мин. Эпицентр в том же месте. M=5,8. H=3 км. Сила в Газли 7 баллов, в Чарджоу — 5, в Нурате — 3, в Самарканде — 3 балла. Афтершоки произошли 14 августа в 18 ч. 18 мин. силой 5 баллов и 22 августа в 13 ч. 00 мин. силой 4 балла. Новая серия толчков началась 27 сентября 1984 г. в 11 ч. 34 мин. Эпицентр в том же месте. M=5,0. H=5 км. Сила в Газли 6 баллов, в Бухаре — 5, в Самарканде — 3 балла. Толчки были 11 ноября 1984 г. силой 4 балла (Оперативный сейсмологический бюллетень ИФЗ АН СССР, 1984; *Крестников, Штанге,* 1987).

З е м л е т р я с е н и е   Г а з л и, 1986 г., 25 марта, 23 ч. 49 мин. Эпицентр близ гор. Газли. 40.2° с. ш., 63.6° в. д. M=5,4. H=3 км. Сила в Газли 6 баллов, в Тамды-Булаке — 5, в Нурате — 4, в Самарканде — 3 балла (Оперативный сейсмологический бюллетень ИФЗ АН СССР, 1986).

С е в е р о-з а п а д н а я   ч а с т ь   Ю ж н о г о   Т я н ь-Ш а н я (в х р е б т а х   Н у р а т а у,   З е р а в ш а н с к о м   и   в   Ш о в н о й   з о н е   4 0-й   п а р а л л е л и) характерна умеренно сильными землетрясениями с небольшими магнитудами и неглубокими очагами (см. табл. 245).

Некоторые землетрясения вызвали разрушения и жертвы.

З е м л е т р я с е н и е   У р а-Т ю б е, 1897 г., 17 сентября, 15 ч. 10 мин. Эпицентр близ пос. Ура-Тюбе, 39.8° с. ш., 68.4 в. д. M=6,6. H=25 км. Сила 8 баллов. Землетрясение охватило большую территорию до Чарджоу и Алма-Аты. Плейстосейстовая область небольшая (60×12 км). Большие обвалы в горах. Разрушения построек. Погибли 90 человек. Ранены 200 человек (Сейсмическое районирование СССР, 1980).

З е м л е т р я с е н и е   У р а-Т ю б е, 1923 г., 28 декабря, 22 ч. 25 мин. Эпицентр в зоне 40-й параллели. 39.6° с. ш., 69.2° в. д. M=6,4. H=18 км. Сила 8 баллов. Обвалы в горах. Разрушения построек (Новый каталог, 1977).

Г и с с а р с к и й   х р е б е т образует срединное звено во внешней — южной — зоне горной дуги Южного Тянь-Шаня. Он имеет сложную — блоковую — структуру. От него ответвляются погружающиеся в Таджикскую депрессию

Таблица 245

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ХР. НУРАТАУ								
1984	февраль	15	10 ч. 50 мин.	40.2	67.2	5,2	17	6
1984	февраль	23	15 ч. 23 мин.	40.2	67.6	5,2	3	6
ЗЕРАВШАНСКИЙ ХРЕБЕТ								
1926	февраль	7	18 ч. 05 мин.	39.4	67.2	4,5	10	7
1880	апрель	4	—	39.4	67.3	5,1	15	7
1935	апрель	22	13 ч. 15 мин.	39.8	67.5	5,3	25	6
1915	февраль	24	15 ч. 41 мин.	39.2	67.8	5,7	30	7
ШОВНАЯ ЗОНА 40-й ПАРАЛЛЕЛИ								
1969	декабрь	9	13 ч. 47 мин.	40.0	70.3	4,7	15	6
1969	май	13	10 ч. 04 мин.	40.0	70.8	4,5	14	6
1955	июнь	15	01 ч. 04 мин.	39.1	71.8	5,0	10	—





Южная часть Ферганской межгорной депрессии в районе Худжанда и Ура-Тюбе. В правом нижнем углу — часть Туркестанского хребта. Снимок из космоса

Долина реки Сурхоб — Кызыл-Суу расположена на разломной зоне — границе между Памиром и Тянь-Шанем

блоковые хребты Байсунтау, Бабатаг, Каратегин.

В зоне сочленения Южного Тянь-Шаня с Памиром (южнее Гиссарского хребта) земная кора имеет мощность 34—35 км. Под Гиссарским хребтом ее мощность увеличена до 55—60 км. Следовательно, подкоровая мантия образует выступ под долинами рек Сурхоб и Кызыл-Суу. К этому выступу мантии, к земной коре над ним, примыкают очаги поверхностных землетрясений на глубинах 8—20 км (*Хамрабаев*, 1986).

Гиссарский хребет в восточной его части образован локальными блоками, к границам которых приурочены землетрясения. Таковы блоки Кабуд-Крымский (у пос. Гарм). Джиргатальско-Дараутский и др. С разломами связаны многочисленные землетрясения, в том числе и катастрофические (см. табл. 246).

Таким образом, в Гиссарском хребте многие землетрясения имеют неглубокие очаги. При малых магнитудах они отличаются высокой балльностью.

З е м л е т р я с е н и е Г а р м с к о е, 1941 г., 20 апреля, 17 ч. 38 мин. Эпицентр расположен в зоне надвига Гиссарского хребта на Сурхобский грабен у пос. Гарм. 39.2° с. ш., 70.5° в. д. M=6,4. H=8 км. Сила 9 баллов. Обвалы в горах. Сели и оползни. Большие разломы на поверхности земли. Разрушено 12 кишлаков. Погибли 700 человек и 2600 голов скота. Ранены 230 человек. Землетрясение ощущалось на территории 350 тыс. км^2 (*Губин*, 1960; *Никонов, Попова*. 1983).

З е м л е т р я с е н и е Г и с с а р с к о е, 1989 г., 22 января, 23 ч. 02 мин. Эпицентр в разломной зоне у южного подножия Гиссарского хребта в районе Душанбе. 38.57° с. ш., 68.69° в. д. M=5,5. H=5 км. Сила в поселках Шарора, Аккули-Боло и Первомайский 7 баллов, в пос. Аккули-Поен, Гиссар, Хаетинав — 6—7, в пос. Махмаджо, Гулхани, Дзержинский — 7, в пос. Саркышты, Чимтейша — 5—6, в Душанбе, Ляуре, Турсунзаде, Каратаге — 5, в Орджоникидзеабаде и Султонабаде — 4—5, в Денау и Шаргуне — 4, в Нуреке и Варзобе — 3—4 балла.

В Гиссарском и Ленинском районах землетрясение вызвало большие оползни и сели объемом около 1 млрд м^3 по фронту до 8 км длиной и до 2 км протяженностью. В поселках Шарора, Аккули-Боло, Аккули-Поен, в совхозе «50 лет Октября», в Первомайском и Хисоре оползни уничтожили более 3 тыс. домов. Погибли 274 человека (сообщения печати; Оперативный сейсмологический бюллетень ИФЗ АН СССР, январь 1989 г.).

Другая часть сильных землетрясений имеет более глубокие очаги (порядка 20—40 км).

З е м л е т р я с е н и е К а р а т а г с к о е, 1907 г., 21 октября, 04 ч. 23 мин. Эпицентр у пос. Каратаг в хр. Мачипли. 38.5° с. ш., 67.9° в. д. M=7,4. H=35 км. Сила 9 баллов. Разрушено 150 кишлаков. Погибли 1500 человек. Землетрясение охватило большую территорию и проявилось в Турткуле, Джамбуле, Хороге, Ташкенте и др. (*Губин,* 1960).

З е м л е т р я с е н и е Ч у я н ч и н с к о е, 1907 г., 27 октября, 05 ч. 17 мин. Эпицентр в восточной части хр. Мачипли у пос. Чуянчи. 38.8° с. ш. 68.4° в. д. M=6,2. H=24 км. Сила 8 баллов. Большие обвалы в горах. Земляные лавины и сели. Гибель трех кишлаков с их жителями (*Губин*, 1960).

Землетрясение Байсунское, 1935 г., 5 июля, 17 ч. 53 мин. Эпицентр в юго-

Таблица 246

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1971	ноябрь	18	07 ч. 31 мин.	38.5	66.6	3,5	20	7
1968	апрель	21	08 ч. 29 мин.	38.5	68.7	4,3	8	7
1971	октябрь	1	16 ч. 28 мин.	38.8	69.8	4,8	—	6
1939	май	30	10 ч. 07 мин.	39.0	70.4	5,8	6	9
1941	апрель	20	17 ч. 38 мин.	39.2	70.5	6,4	8	9
1941	апрель	26	23 ч. 11 мин.	39.3	70.6	5,5	10	8
1941	май	19	18 ч. 50 мин.	39.3	71.2	3,9	3	8

Землетрясение Гиссарское 29 января 1989 г. Оползни в кишлаке Шарора



западных отрогах Гиссарского хребта, на Байсунском разломе. 38.3° с. ш., 67.4° в. д. М=6,2. Н=18 км. Сила 8 баллов (Новый каталог, 1977).

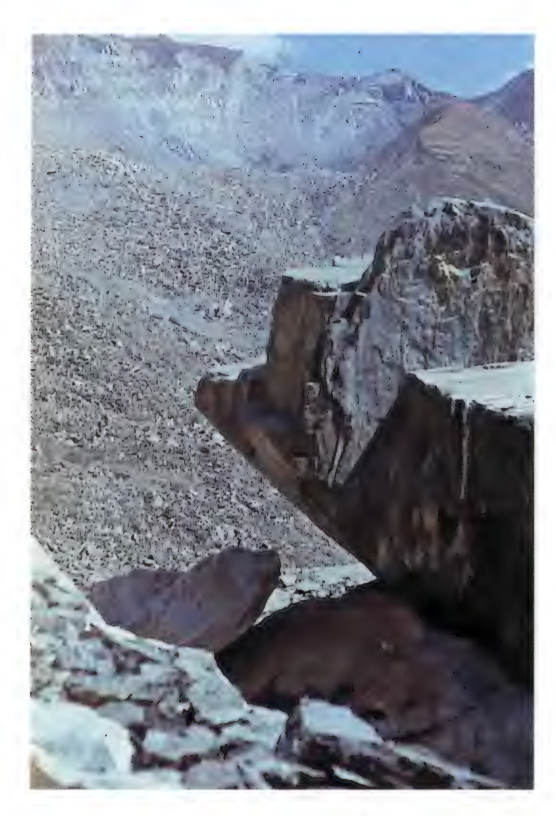
З е м л е т р я с е н и е Я с м а н с к о е, 1949 г., 8 июля, 07 ч. 51 мин. Эпицентр в долине р. Ясман на Ясманском разломе. 39.2° с. ш. 70.8° в. д. М=5,1. Н=28 км. Сила 6 баллов. Обвалы в горах (*Губин*, 1960; *Пасечник,* 1956).

З е м л е т р я с е н и е Х а и т с к о е, 1949 г., 10 июля, 03 ч. 53 мин. Эпицентр на пересечении Оби-Кабутского и Ясманского разломов на южном склоне Гиссарского хребта у пос. Хаит. 39.2° с. ш., 70.8° в. д. М=7,4. Н=16 км. Сила 10 баллов. Огромные обвалы в горах. Подпруживание рек с образованием временных озер и грязевых лавин. Глыбово-грязевые лавины и потоки, распространявшиеся на десятки километров по долинам рек. Разрушены 33 кишлака. Гибель кишлака Хаит под обвалом и грязевой лавиной длиной 5 км, шириной 1 км (*Пасечник,* 1956; *Губин,* 1960; *Леонов,* 1960; *Никонов, Попова,* 1987).

З е м л е т р я с е н и е Д ж и р г а т а л ь с к о е, 1984 г., 26 октября, 20 ч. 22 мин. Эпицентр в Алайском хребте, на северном борту долины р. Сурхоб, в Петровско-Заалайской разломной зоне, отделяющей Тянь-Шань от Памира. 39.28° с. ш., 71.37° в. д. М=6,4. Н=15 км. Сила 7 баллов. Площадь, охваченная семибалльной изосейстой, равна 65 км^2. Большое количество афтершоков. Обвалы в горах. Разломы на поверхности земли. Сейсмогенные выбросы осыпей объемом до 6 тыс. м^3. Сильные разрушения дорог и домов (по сообщениям печати; *Белоусов,* 1987).

А л а й с к и й х р е б е т представляет собой антиклинорий, ограниченный крупными разломами. Особо важную роль играет система разломов, по которой Алайский хребет надвигается с севера на прогибграбен Алайской долины с р. Кызыл-Суу в ней. Эти разломы наклонены на север — под Алайский хребет. С ними и с секущими их поперечными разломами связаны многочисленные землетрясения, в том числе и сильные (см. табл. 247).

З е м л е т р я с е н и е А л а й с к о е (Д а р а у т - К у р г а н с к о е), 1978 г., 1 ноября, 19 ч. 48 мин. Эпицентр в западной части Алайской долины на разломах северного склона Заалайского хребта. 39.4° с. ш., 72.6° в. д. М=6,8. Н=20 км. Сила 8 баллов. Эпицентральная зона эллиптической формы (24×12 км) вытянута вдоль Алайской долины. Площадь шестибалльной зоны 13 тыс. км^2. Многочисленные (170) афтершоки до 3—4 баллов. Сильные обвалы и снежные лавины в горах, появление разломов на поверхности земли (*Баринова и др.*, 1982).



Эпицентр Хаитского землетрясения. Оползни каменных масс расколовшейся горы...

Таджикская депрессия и связанные с ней хребты. Погружающиеся на юго-запад, в Таджикскую депрессию, хребты Байсунтау, Бабатаг, Каратегин, Вахшский, Хозрат сейсмичны. Это обусловлено современной активностью их блоков. По разломам этих хребтов происходят мелкофокусные сильные землетрясения, хотя магнитуды их небольшие (см. табл. 247а).

З е м л е т р я с е н и е К у л я б с к о е, 1973 г., 2 апреля, 02 ч. 43 мин. Эпицентр на Кулябской антиклинали в предгорьях хр. Хазратишох. 37.7° с. ш., 69.8° в. д. M=5,1. H=16 км. Сила 7 баллов. Одиннадцать сильных афтершоков. Сильные разрушения построек в Кулябе и в кишлаках Сары-Чашма и Балхови (*Коньков,* 1976).



Алайский и Заалайский хребты и долина реки Кызыл-Суу между ними. Алайская долина — тектоническая разломная граница между Памиром и Тянь-Шанем. Снимок из космоса

Восточная часть Южного Тянь-Шаня сформировалась при надвигании литосферы с севера на край опущенного Таримского массива. Сюда относятся хребты к востоку от Таласо-Ферганского сдвига — Кектун и Какшаал-Тоо. Блоками последнего являются хребты Мейдантаг (4556 м) и Каратекетау (4049 м) на юге, Какшаал-Тоо в середине, Ат-Башы (4786 м) и Борколдой (5049 м) на севере. Эти цепи соединяются на северо-востоке в высокогорном массиве Хан-Тенгри с пиком Победы (7439 м).

Далее на восток, на территории Китая, расположены блоки хребтов Халыктау (3938 м), Кёктекетау (4224 м), Борохотин (3650 м), Куруктаг (2809 м). Эти блоки обрамляют Таримский опущенный массив с севера. По северо-западной окраине Таримского массива вдоль хр. Какшаал-Тоо протягивается Северо-Таримский предгорный прогиб. Он представляет собой ступенчатый грабен с мощной (5 км) толщей новейших отложений.

По северному краю прогиба протягивается невысокий (2723 м) хр. Калпинтаг (Кельпинчельтаг). Он сейсмичен. С разломами хребтов восточной половины Южного Тянь-Шаня и Северо-Таримского прогиба связаны землетрясения.

Какшаальская горная система представляет собой переработанные новей-

Таблица 247

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1982	май	16	03 ч. 07 мин.	39.7	71.8	5,0	3
1978	ноябрь	1	19 ч. 48 мин.	39.4	72.6	6,8	20
1961	апрель	7	21 ч. 18 мин.	39.6	72.9	5,5	26
1983	декабрь	16	13 ч. 16 мин.	39.4	72.9	6,0	10
1984	июнь	20	21 ч. 29 мин.	39.5	72.9	5,1	10
1967	май	11	14 ч. 51 мин.	39.5	73.8	5,8	28
1955	апрель	15	03 ч. 41 мин.	39.9	74.6	7,1	52
1980	июль	31	19 ч. 03 мин.	39.8	74.9	5,7	36

Таблица 247 а

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ХРЕБЕТ БАЙСУНТАУ								
1935	июль	5	17 ч. 53 мин.	38.3	67.4	6,2	18	8
1968	июль	8	13 ч. 14 мин.	38.1	67.4	4,2	1	7
1915	февраль	24	15 ч. 41 мин.	39.2	67.8	5,7	30	7
1907	октябрь	21	04 ч. 23 мин.	38.5	67.9	7,4	35	9
ХРЕБЕТ БАБАТАГ								
1970	апрель	24	03 ч. 29 мин.	38.4	68.4	4,4	7	7
1947	январь	12	—	38.6	69.6	3,2	2	7
ХРЕБЕТ КАРАТЕГИН								
1943	январь	11	19 ч. 50 мин.	38.6	69.3	6,0	10	9
1930	сентябрь	22	16 ч. 27 мин.	38.5	69.5	5,7	5	8
1963	июнь	11	18 ч. 34 мин.	38.4	69.6	4,5	7	7
1939	май	30	10 ч. 07 мин.	39.0	70.4	5,8	6	9
ХРЕБЕТ ВАХШСКИЙ								
1969	январь	21	14 ч. 37 мин.	38.4	69.6	5,1	25	7
1956	апрель	11	01 ч. 45 мин.	38.9	70.4	5,0	5	7
ХРЕБЕТ ХОЗРАТ								
1969	май	21	06 ч. 40 мин.	38.1	69.7	4,4	8	7
1971	май	8	02 ч. 29 мин.	37.5	69.9	4,5	7	7
1973	апрель	2	02 ч. 43 мин.	37.7	69.8	5,1	16	7

шей тектоникой герцинские складчатые структуры. Для ее блоков характерны автономные подвижки, что обусловливает частые землетрясения. Их эпицентры приурочены преимущественно к южным горным цепям (см. табл. 248).

Землетрясение Аксу, 1716 г. Эпицентр у восточного конца хребта Каратекетау, в районе слияния рек Кокшаал и Тарим, близ гор. Аксу. 41.2° с. ш., 80.3° в. д. М=7,5. Н=30 км. Сила 9 баллов. Разрушен древний Аксу. Землетрясение ощущалось на большой территории Тянь-Шаня (*Горшков,* 1960).

Землетрясение Кашгарское, 1902 г., 22 августа, 03 ч. 01 мин. Эпицентр на пересечении разломов хребта Кектун близ гор. Кашгар. 39.8° с. ш., 76.2° в. д. М=8,1. Н=40 км. Сила 10 баллов. Большое количество афтершоков. Сильные обвалы в горах. Разрушения зданий в нескольких пунктах (*Горшков,* 1960).

Землетрясение Улугчатское, 1955 г., 15 апреля, 03 ч. 41 мин. Эпицентр в хр. Кектун севернее гор. Улугчат. 39.9° с. ш., 74.6° в. д. М=7,1. Н=52 км. Сила 7 баллов. Два сильных афтершока: в 4 ч. 12 мин и в 4 ч. 14 мин. (7 баллов). Землетрясение ощущалось на большой территории Южного Тянь-Шаня и на Кавказе (в Грозном). Сейсмическая энергия при землетрясении распространилась вдоль Таласо-Ферганского глубинного сдвига. В населенных пунктах разрушения построек (*Леонов,* 1959).

Землетрясение Калпинтаг, 1961 г., 1 апреля, 15 ч. 20 мин. Эпицентр на западном конце хр. Калпинтаг. 40.0° с. ш., 77.6 в. д. М=6,6. Н=27 км. Сила 9 баллов. Второй толчок 13 апреля в 16 ч. 34 мин. Эпицентр 39.8° с. ш., 77.5° в. д. М=6,6. Н=30 км. Сила 8 баллов. Большое количество афтершоков в апреле, мае, июне 1961 г. силой до 7—8 баллов. Сильные сотрясения территории всей восточной части Южного Тянь-Шаня (*Розова*, 1963).

Землетрясение Байкурт, 1985 г., 23 августа, 12 ч. 42 мин. Эпицентр в южной части хр. Кектун у пос. Байкурт. 39.4° с. ш., 75.4° в. д. М=7,0. Н=3 км. Землетрясение ощущалось на обширной территории Тянь-Шаня: в Суфикургане — 7 баллов, в Оше, Андижане, Намангане — 6, в Фергане, Фрунзе — 5, в Нарыне, Пржевальске — 4, в Хороге, Ленинабаде, Душанбе — 3 балла. Многочисленные форшоки в августе и афтершоки в августе, сентябре, октябре 1985 г. (Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР за август, сентябрь, октябрь 1985 г.).

Северный край Таримского погруженного массива в восточной его части обрамлен глыбово-складчатыми горами Халыктау и Куруктаг на протяжении 750 км. Это зона активизации литосферы, к которой с севера примыкают глыбовые хребты

Таблица 248

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ХРЕБЕТ КЕКТУН								
1983	февраль	13	01 ч. 40 мин.	40.0	75.2	6,5	5	—
1979	май	9	18 ч. 41 мин.	41.9	75.5	5,1	1	7
1896	ноябрь	1	05 ч. 01 мин.	39.7	75.9	6,6	25	8
1981	апрель	23	09 ч. 47 мин.	39.6	76.0	5,0	3	—
ХРЕБЕТ КАЛПИНТАГ (КЕЛЬПИНЧЕЛЬТАГ)								
1983	декабрь	16	12 ч. 02 мин.	40.2	77.0	5,0	3	—
1977	декабрь	18	16 ч. 47 мин.	40.0	77.4	5,9	—	—
1961	апрель	13	—	39.8	77.6	6,5	—	9
1961	апрель	1	15 ч. 18 мин.	40.0	77.8	6,6	20	8
1983	июль	20	14 ч. 08 мин.	39.9	77.9	5,1	3	—
ХРЕБЕТ КАРАТЕКЕТАУ								
1971	март	23	19 ч. 52 мин.	41.6	79.2	6	—	—
1971	март	23	20 ч. 47 мин.	41.6	79.2	6	—	6

восточного окончания Северного Тянь-Шаня. По северному краю Таримского массива протягивается Кучанский предгорный прогиб — восточное продолжение Северо-Таримского прогиба. С разломами хребтов и прогиба связаны землетрясения. Примером является Восточно-Тянь-Шаньское землетрясение.

Землетрясение Восточно-Тянь-Шаньское, 1949 г., 23 февраля, 16 ч. 08 мин. Эпицентр в Кучанском прогибе близ гор. Куча. 41.0° с. ш., 83.5° в. д. M=7,3. H=30 км. Сила 9 баллов. Землетрясение ощущалось на большой территории Средней Азии.

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Северный Тянь-Шань — сложная система, развившаяся вследствие новейшего горообразования на каледонских складчатых сооружениях. В меньшей, западной части это развитие происходило на герцинских складках.

На севере расположена горная дуга, состоящая из Киндыктасских гор (1520 м), хр. Жетыжол (3267 м), Заилийского Алатау (4973 м), хребтов Согеты (1802 м), Торайгыр (2469 м), Кетмень (3436 м). Эта дуга сопровождается с севера предгорным прогибом Илийской впадины, от которой она отделена разломом. С юга Заилийско-Кетменьская горная дуга ограничена сейсмическим Кемин-Чиликским глубинным разломом с грабеном на нем. Он отделяет дугу от Киргизского хребта (4875 м) и Кюнгёй-Ала-Тоо (4771 м). Последний огибает с севера межгорный грабен с оз. Иссык-Куль. Севернее Киргизского хребта расположена Чуйская предгорная впадина, отделенная от него разломом.

Южнее оз. Иссык-Куль находится горная дуга, сформировавшаяся на новейшем этапе из каледонских складчатых сооружений. Это Таласский Алатау (4482) и Терскей-Ала-Тоо (5216 м). С граничными разломами этих хребтов связаны землетрясения. К югу от хр. Терскей-Ала-Тоо расположены многочисленные блоковые хребты и небольшие межгорные грабены. Наиболее крупным из них является грабен Нарынской впадины.

Для земной коры этого района характерно контрастное уменьшение ее мощности с 55—60 до 40—45 км во впадине (*Сабитова*, 1978).

Субширотные сейсмические зоны Северной Киргизии характерны тем, что строение их земной коры изменяется по простиранию зон. Это обусловлено разной степенью новейшей переработки древних структур в разных блоках. С их граничными разломами связаны очаги землетрясений (*Шварцман*, 1983).

Западная часть Северного Тянь-Шаня отделена от центральной части Таласо-Ферганским глубинным сдвигом и образована блоковыми хребтами герцинских складчатых сооружений. Это параллельные друг другу хребты юго-западного простирания: Угамский (4238 м), Пскемский (4311 м), Кексуйский (2756 м), Сандалашский, Чаткальский (4503 м), Кураминский (3768 м). Они погружаются на юго-запад в Ташкентский предгорный прогиб. С разломами этих структур связаны сильные землетрясения.

Особое положение в западной части Северного Тянь-Шаня занимает крупный межгорный прогиб-грабен Ферганской депрессии. Он расположен между Северным и Южным Тянь-Шанем. С его граничными разломами связаны сильные землетрясения. Наконец, надо отметить крупнейший Таласо-Ферганский глубинный сдвиг. С этим сдвигом связаны землетрясения.

Заилийско-Кетменьский широтный сейсмический пояс соответствует одноименным хребтам. Он отличается сильными землетрясениями, связанными с надвиговыми движениями литосферных блоков с севера на юг (см. табл. 249).

Особенно сильные землетрясения происходили в 1887, 1889 и 1911 гг.

Землетрясение Верненское, 1887 г., 8 июня, 23 ч. 35 мин. Эпицентр на северном склоне Заилийского Алатау в районе Алма-Аты (бывший Верный). 43.1° с. ш., 76.8° в. д. M=7,3. H=20 км. Сила 10 баллов. Сильные афтершоки. Землетрясение ощущалось на территории около 1 млн км^2. Обвалы



Северный Тянь-Шань. Иссыл-Кульская межгорная впадина с окружающими ее хребтами. Снимок из космоса

Механизм очагов землетрясений на Северном Тянь-Шане (по В. Н. Крестникову и др.)

Разломные границы тектонических зон

Зоны глубинных разломов

Впадины

Диаграммы механизмов очагов землетрясений

Большие кружки соответствуют очагам землетрясений с $M \geq 5$, малые $-M < 5$

и оползни в горах. В некоторых долинах обвалы засыпали горы на протяжении 5—10 км слоем толщиной до 60 м и подпрудили реки. Сильные разрушения в поселках. В Верном разрушено 1800 зданий. Погибли 800 человек.

Верненское землетрясение 1887 г. Сейсмодислокации в долине реки Котур-Булак



Убытки 2,5 млн руб. (*Мушкетов*, 1890; *Горячев*, 1959).

Землетрясение Чиликское, 1889 г., 11 июля, 22 ч. 14 мин. Эпицентр в Кемино-Чиликской разломной зоне, на восточном погружении хребтов Заилийского Алатау и Кюнгёй-Ала-Тоо. 43.2° с. ш., 78.7° в. д. M=8,3. H=40 км. Сила 10 баллов. Площадь распространения сотрясений около 1 млн км^2. Ощущалось на Алтае и на Урале. Большие обвалы в горах. Разрывы на поверхности земли. Разрушения зданий (*Мушкетов*, 1891).

Землетрясение Кеминское, 1911 г., 3 января, 23 ч. 26 мин. Эпицентр на разломе в сочленении Заилийского Алатау с Кюнгёй-Ала-Тоо в долине р. Чон-Кемин. 42.9° с. ш., 76.9° в. д. M=8,2. H=25 км. Сила 11 баллов. Большое количество сильных афтершоков. Землетрясение ощущалось на огромной территории (до Ленинграда). Обвалы в горах. Разрушения зданий в сотнях селений. Погибли 540 человек, 130 тыс. голов скота. Убытки 3,5 млн руб. (*Богданович*, 1914).

Джунгарский Алатау, хребты Борохоро, Богдо-Ула. Горная дуга Заилийского Алатау и хр. Кетмень кулисообразно подставляются на северо-востоке горной цепью Джунгарского Алатау (4464 м) и Борохоро (3309 м). Это новейшие блоковые поднятия герцинских и каледонских складчатых структур вдоль Алакольского глубинного разлома. Последний отделяет хр. Борохоро от погруженного Джунгарского массива. По краю Джунгарского массива вдоль хр. Борохоро протягивается новейший предгорный прогиб Алакольской впадины с озерами Сасыкколь, Алаколь, Эби-Нур. Джунгарский Алатау и хр. Борохоро сильно раздроблены и отличаются дифференцированными движениями блоков, что обусловливает сильные землетрясения (см. табл. 250).

Восточным окончанием Северного Тянь-Шаня можно считать глыбовый горный массив Богдо-Ула с вершиной

Таблица 249

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1887	июнь	8	23 ч. 35 мин.	43.1	76.8	7,3	20	10
1880	декабрь	1	23 ч. 30 мин.	43.1	76.9	5,7	14	8
1945	апрель	19	17 ч. 47 мин.	42.9	77.5	5,7	20	7
1967	ноябрь	30	11 ч. 45 мин.	43.0	77.5	4,5	14	6
1889	июль	11	22 ч. 14 мин.	43.2	78.7	8,3	40	10



Землетрясение Кеминское 1911 г. Нарушения поверхности земли

Богдо-Ула (5445 м). Его литосферная глыба ограничена с севера и юга системами разломов. К ним приурочены очаги землетрясений.

Землетрясение Фуюаньское, 1931 г., 12 августа. Эпицентр на северных граничных разломах массива Богдо-Ула у гор. Фуюань. 44.0° с. ш., 90.0° в. д. M=8,0. Вспарывание поверхности земли разломами на протяжении 116 км. Горные обвалы (по сообщениям печати).

Киргизско-Кюнгёйская горная дуга характерна контрастными движениями литосферных блоков и повышенной их сейсмичностью. Здесь происходят сильные землетрясения (см. табл. 251).

Примерами сильных землетрясений являются события 1885, 1938 и 1971 гг.

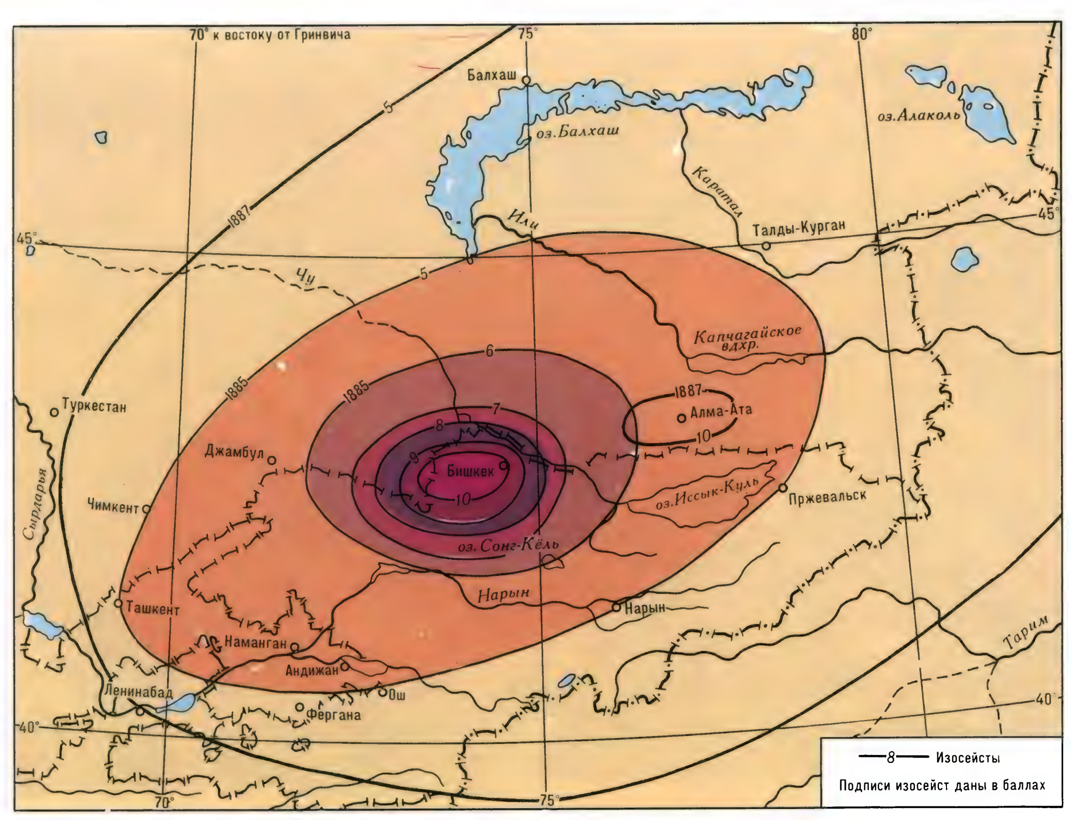
Землетрясение Беловодское, 1885 г., 2 августа, 21 ч. 20 мин. Эпицентр в северных предгорьях Киргизского хребта. 42.7° с. ш., 74.1° в. д.

Таблица 250

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ								
1888	ноябрь	10	20 ч. 00 мин.	44.7	80.5	6,2	20	8
1906	август	13	18 ч. 45 мин.	44.7	79.6	5,7	17	7
1906	декабрь	22	18 ч. 21 мин.	43.5	85.0	7,5	30	9
1921	май	20	00 ч. 43 мин.	43.9	81.4	6,5	15	8
1940	август	30	12 ч. 31 мин.	44.6	79.4	5,5	20	7
1958	декабрь	21	05 ч. 46 мин.	44.6	80.8	6,4	25	8
1962	август	19	18 ч. 26 мин.	44.6	81.6	6,1	25	—
1964	февраль	27	09 ч. 02 мин.	44.3	78.8	4,6	12	7
1967	август	20	02 ч. 02 мин.	45.4	80.3	5,3	16	7
ХРЕБЕТ БОРОХОРО								
1979	январь	25	15 ч. 15 мин.	44.1	86.6	4,9	33	—
1979	март	13	02 ч. 22 мин.	43.1	87.0	4,8	33	—
1982	июнь	4	16 ч. 33 мин.	44.0	86.5	4,2	33	—
1985	январь	26	12 ч. 41 мин.	44.3	86.9	4,4	3	—

Таблица 251

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ХРЕБЕТ КИРГИЗСКИЙ, ДЖАМБУЛЬСКИЙ РАЙОН								
1906	январь	31	04 ч. 50 мин.	42.8	71.3	5,3	14	7
1971	май	10	14 ч. 52 мин.	43.0	71.3	5,7	20	7
ФРУНЗЕНСКИЙ РАЙОН								
1885	август	2	21 ч. 20 мин.	42.7	74.1	6,9	15	10
1910	декабрь	25	19 ч. 00 мин.	43.0	74.7	5,3	10	8
ХРЕБЕТ КЮНГЁЙ-АЛА-ТОО								
1938	июнь	20	23 ч. 50 мин.	42.7	75.8	6,9	21	9
1982	декабрь	31	19 ч. 47 мин.	43.0	77.4	6,0	25	6
1932	декабрь	24	04 ч. 17 мин.	42.8	78.2	5,6	23	7
1933	февраль	22	17 ч. 57 мин.	43.0	78.5	5,7	30	7
1978	март	24	21 ч. 06 мин.	42.9	78.6	7,0	15	8



Землетрясение Беловодское 1885 г.
(по Г. П. Горшкову)

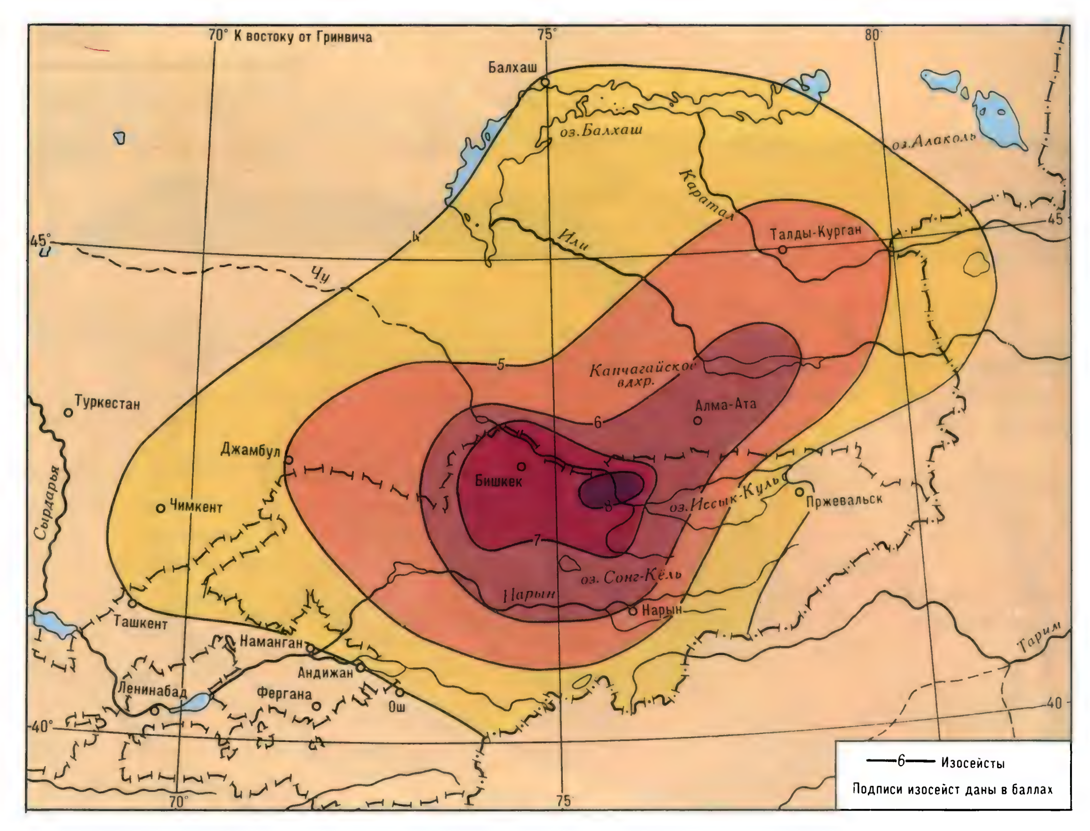
M=6,9. H=15 км. Сила 10 баллов. Землетрясение ощущалось на территории 30 тыс. км². Сильные разрушения зданий. Полное уничтожение селений Беловодское, Кара-Балты, Сукулук. Обвалы и оползни в горах (*Игнатьев*, 1886; *Романовский*, 1886).

З е м л е т р я с е н и е К е м и н о - Ч у й с к о е, 1938 г., 20 июня, 23 ч. 50 мин. Эпицентр в горах, в устье р. Чон-Кемин. 42.7° с. ш., 75.8° в. д. M=6,9. H=21 км. Сила 9 баллов. Землетрясение проявилось на очень большой территории. Разрушения зданий. Обвалы в горах.

З е м л е т р я с е н и е Д ж а м б у л ь с к о е, 1971 г., 10 мая, 14 ч. 52 мин. Эпицентр в зоне сочленения Киргизского хребта с Каратау в районе Джамбула. 43.0° с. ш., 71.3° в. д. M=5,7. H=51 км. Сила 8 баллов. Сильные разрушения зданий в Джамбуле (*Уразаев и др.*, 1975).

Г р а б е н о з. И с с ы к - К у л ь обрамлен с юга хр. Терскёй-Ала-Тоо, который сформировался в плиоцене и антропогене вдоль Терскей-Таласской разломной зоны при сильном сжатии литосферы. Терскёй-Ала-Тоо разбит разломами, по которым происходят контрастные подвижки литосферных блоков, что обусловливает землетрясения. Эпицентры их сосредоточены близ западного и восточного концов грабена Иссык-Куль (в районах Рыбачьего и Пржевальска). В хр. Терскёй-Ала-Тоо сейсмичен район с поперечным разломом ущелья Барскаун (см. табл. 252).

З е м л е т р я с е н и е С а р ы д ж а з с к о е, 1967 г., 28 сентября, 02 ч. 54 мин. Эпицентр в хр. Терскёй-Ала-Тоо у слияния рек Сарыджаз и Иныльчек. 42.1° с. ш., 79.6° в. д. M=5,1. H=18 км. Сила 7 баллов. Землетрясение ощущалось в нескольких сотнях километров от эпицентра. Обвалы в горах. Деформация ледника Южный Иныльчек. Сильные камнепады. Разрушения построек (*Азизов и др.*, 1970).



Землетрясение Чемино-Чуйское 1938 г. (по П. М. Вильгельмзону)

Землетрясение Сарыкамышское, 1970 г., 5 июня, 04 ч. 53 мин. Эпицентр в юго-восточной части грабена Иссык-Куль, в 22 км восточнее Пржевальска. 42.5° с. ш., 78.9° в. д. M=6,8. H=15 км. Сила 8 баллов. Землетрясение ощущалось на территории 250 тыс. км^2. Площадь в пределах семибальной изосейсты 810 км^2. Изосейсты ориентированы поперек хребта Терскёй-Ала-Тоо по разлому. Обвалы и оползни в горах. Повреждения зданий (*Джанузаков, Ильясов,* 1973).

Нарынская система хребтов и впадин. Южнее Терскёй-Ала-Тоо расположена обширная система хребтов и впадин, приуроченная к Ат-Башынской и Молдо-Тоо-Джетимской глубинным разломным зонам. Между ними расположена межгорная впадина с р. Нарын. Севернее, за хр. Молдо-Тоо, находится межгорная впадина с оз. Сонкёль. С разломами межгорных впадин и хребтов связаны сильные землетрясения. Они приурочены к субширотным сбросо-сдвигам, развивающимся в условиях общего сильного сжатия литосферы вследствие поддвига Памирского выступа Индостанской литосферной плиты. Землетрясения характерны небольшими магнитудами и неглубокими очагами. Поверхностное проявление их достаточно сильное (см. табл. 253).

Угамско-Кураминская система хребтов. Западную часть Северного Тянь-Шаня образует система параллельных хребтов юго-западного простирания: Угамский, Пскемский, Чаткальский, Кураминский и др. Они отделены Таласо-Ферганским глубинным сдвигом

Таблица 252

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1965	октябрь	18	10 ч. 22 мин.	41.9	77.5	5,0	10	7
1960	октябрь	18	10 ч. 27 мин.	42.3	78.4	4,9	17	6
1970	июнь	5	04 ч. 53 мин.	42.5	78.9	6,8	15	9
1967	сентябрь	28	02 ч. 54 мин.	42.1	79.6	5,1	18	7



Таласо-Ферганский сдвиг и северо-восточная часть Ферганской межгорной депрессии. Трасса сдвига расположена на снимке вдоль верхней рамки. Снимок из космоса

от центральной части Северного Тянь-Шаня. Друг от друга хребты отделены возрожденными на новейшем этапе герцинскими глубинными разломами с межгорными грабенами. Глыбовые структуры этих хребтов сейсмичны. Здесь вдоль разломов происходят сильные мелкофокусные землетрясения (см. табл. 254).

З е м л е т р я с е н и е П с к е м с к о е, 1937 г., 18 декабря, 13 ч. 18 мин. Эпицентр у пос. Пскем в Пскемской разломной зоне хребта. 42.1° с. ш., 70.9° в. д. M=6,5. H=15 км. Сила 8 баллов. Обвалы и оползни в горах (*Ибрагимов*, 1978).

З е м л е т р я с е н и е Ч а т к а л ь с к о е, 1946 г., 3 ноября, 18 ч. 28 мин. Эпицентр в Чаткальском хребте, в 250 км к востоку от Ташкента. 41.8° с. ш., 71.8° в. д. M=7,5. H=20 км. Сила 9 баллов. Большие обвалы в горах. Запруда на р. Нарын. Сильные разрушения зданий в населенных пунктах на севере Ферганской долины (*Бутовская, Коньков*, 1961; *Ибрагимов*, 1978). В районе имеются следы сильных землетрясе-

Таблица 253

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1957	май	8	14 ч. 24 мин.	41.5	74.7	4,8	7	7
1954	декабрь	3	21 ч. 38 мин.	41.4	74.8	5,4	15	7
1958	октябрь	13	08 ч. 58 мин.	41.6	75.0	5,2	12	7
1965	сентябрь	25	15 ч. 48 мин.	41.5	75.0	5,1	10	7
1968	март	20	07 ч. 54 мин.	41.1	75.1	4,7	17	6
1947	июль	28	08 ч. 01 мин.	41.4	75.3	4,9	6	8
1934	сентябрь	26	22 ч. 51 мин.	42.4	75.8	4,9	18	7

ний в прошлом — палеосейсмодислокации (*Ходжаев,* 1985).

Ташкентско-Голодностепский предгорный прогиб имеет сложное строение вследствие погружения в него блоковых окончаний хребтов Угамско-Чаткальско-Кураминской группы. Начиная с олигоцена здесь происходило интенсивное горообразование в соседних хребтах и развитие блоковых структур — поднятий за счет сокращения площади прогибов, которые при этом интенсивно опускались. Эти процессы продолжаются и в настоящее время, что обусловливает сильные землетрясения (табл.). В частности, очень сейсмична Приташкентская флексурно-разломная зона, с которой связаны ташкентские землетрясения в 1868, 1924, 1929, 1938, 1966 гг. (см. табл. 255).

Для Приташкентского района характерно наличие новейшего прогиба с полуторакилометровой толщей моласс. Его глубинная структура — пересечение двух систем сейсмических разрывов северо-восточного и северо-западного простираний. Так, в северо-восточном направлении здесь прослеживаются Гиссаро-Чимкентский и Келасский сейсмоактивные разломы. От Келасского разлома ответвляются на восток Ангренский и Ташкентский разломы. Таким образом, район Ташкента оказывается в сложном активном сейсмоузле. Наиболее активны разломы и флексуры, расположенные к северо-востоку от Ташкента — в горах. Здесь происходит сжатие литосферы в северо-западном направлении. Юго-западнее Ташкента сжатие ориентировано в северо-восточном направлении (*Безродный и др.,* 1974).

Землетрясение Ташкентское, 1966 г., 25 апреля, 23 ч. 23 мин. Эпицентр в Ташкенте. 41.3° с. ш., 63.3° в. д. M=5,1. H=8 км. Сила 8 баллов. Местное землетрясение с плейстосейстовой областью в 10 км^2 в центре города. Подземный гул. Большое количество сильных афтершоков (несколько сот

Таблица 254

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
УГАМСКИЙ ХРЕБЕТ								
1965	июнь	2	21 ч. 29 мин.	41.9	69.9	5,0	22	6
1959	октябрь	24	23 ч. 41 мин.	41.7	70.0	5,7	13	8
1966	ноябрь	19	18 ч. 39 мин.	42.3	71.1	4,7	18	6
ПСКЕМСКИЙ ХРЕБЕТ								
1896	январь	15	18 ч. 40 мин.	41.5	70.9	6,6	23	8
1937	декабрь	18	13 ч. 18 мин.	42.1	70.9	6,5	25	8
ЧАТКАЛЬСКИЙ ХРЕБЕТ								
1920	сентябрь	25	—	41.5	71.0	5,6	10	8
1946	ноябрь	2	18 ч. 30 мин.	41.9	72.0	7,5	30	10
1971	октябрь	28	13 ч. 31 мин.	42.0	72.2	5,6	17	7

Таблица 255

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1868	апрель	3	21 ч. 15 мин.	41.2	69.6	6,5	18	8
1924	июнь	7	16 ч. 28 мин.	41.3	69.2	4,3	5	7
1929	октябрь	16	16 ч. 28 мин.	41.3	69.0	4,6	14	6
1938	июль	10	17 ч. 58 мин.	41.3	69.3	3,5	5	6
1965	март	17	13 ч. 14 мин.	40.8	69.3	5,5	12	7
1967	март	24	07 ч. 04 мин.	41.3	69.3	3,5	3	7
1968	апрель	3	21 ч. 15 мин.	41.2	69.6	6,5	18	8
1970	январь	19	00 ч. 32 мин.	41.0	69.2	4,6	14	7
1971	февраль	9	09 ч. 14 мин.	41.2	69.0	4,2	10	6
1980	декабрь	11	14 ч. 35 мин.	41.4	69.1	5,1	10	7



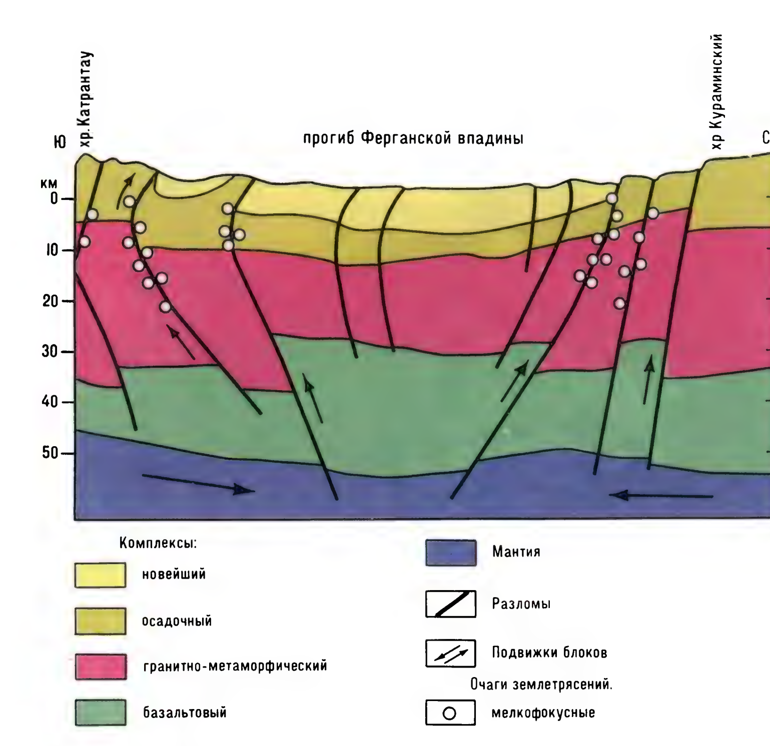
Землетрясение Ташкентское 1966 г.
(по В. И. Уломову, А. И. Захаровой,
Н. В. Уломовой)

толчков). Массовое разрушение зданий. Потеря 2 млн м² жилой площади. Лишились крова 78 тыс. человек. Погибли 9 человек. Пострадало 245 промышленных объектов (*Поляков,* 1978; *Уломов* и *др.,* 1967; *Уломов и др.,* 1970; *Уломов,* 1971; *Ибрагимов,* 1978).

Землетрясение Назарбекское, 1980 г., 11 декабря, 14 ч. 35 мин. Эпицентр в районе пос. Назарбек западнее Ташкента. 41.4° с. ш., 69.1° в. д. M=5,2. H=17 км. Сила 8 баллов. С декабря 1980 по июнь 1982 г. произошло 366 афтершоков. Землетрясение ощущалось до Самарканда на юге, до Ургенча на севере (*Садиков, Дусмухамедов,* 1984; *Мавлянов,* 1984).

Ферганский межгорный прогиб длиной 250 км и шириной до 100 км отделяет Северный Тянь-Шань от Южного. Он ограничен северной и южной флексурно-разломными зонами, которые наклонены от прогиба под его горное обрамление. Это связано с надвигами граничных блоков на Ферганский опущенный блок при общем горизонтальном сжатии литосферы. С флексурно-разломными краевыми зонами связаны сильные поверхностные землетрясения (см. табл. 256).

Землетрясение Андижанское, 1902 г., 3 декабря, 22 ч. 18 мин. Эпицентр в южной флексурно-разлом-



Земная кора и землетрясения Ферганской межгорной впадины (по М. Сайдалиевой и др., с изменениями)

ной зоне, в районе Андижана. 40.8° с. ш., 72.3° в. д. М=6,4. Н=9 км. Сила 9 баллов. Подземный гул. Три толчка силой 9 баллов. Большое количество афтершоков. Сильные толчки 16, 18 и 27 декабря 1902 г. Землетрясение охватило большую территорию. Разрывы и трещины на поверхности в эпицентре. Пострадало более 200 селений. Разрушено 26 тыс. построек. Полностью разрушен Андижан. Выведена из строя железная дорога. Поезда сброшены с рельсов. Погибли 4562 человека, 7 тыс. голов скота. Убытки около 12 млн руб. (*Бутовская, Коньков*, 1961; *Бутовская и др.*, 1977; *Ибрагимов*, 1978).

З е м л е т р я с е н и е К у р ш а б с к о е, 1924 г., 12 июля, 15 ч. 12 мин. Эпицентр в южной флексурно-разломной зоне у пос. Куршаб. 40.6° с. ш., 73.2° в. д., М=6,5. Н=14 км. Сила 9 баллов. Пострадали Куршабский, Узген-

Таблица 256

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. д.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
СЕВЕРНАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА								
1903	март	28	08 ч. 55 мин.	40.8	72.7	6,1	14	8
1926	май	28	22 ч. 32 мин.	40.9	73.1	5,3	9	8
1927	август	12	10 ч. 23 мин.	41.0	71.6	6,0	14	8
1929	март	8	00 ч. 31 мин.	41.0	71.6	4,0	3	7
1942	январь	18	16 ч. 36 мин.	41.1	71.6	5,9	21	7
1947	июнь	2	06 ч. 40 мин.	40.9	72.3	5,9	13	8
1962	август	3	11 ч. 04 мин.	40.9	73.2	5,4	18	8
1963	октябрь	19	06 ч. 46 мин.	41.2	71.6	4,7	8	7
1966	апрель	30	13 ч. 41 мин.	41.1	72.0	5,0	18	7
ЮЖНАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА								
1883	ноябрь	14	17 ч. 00 мин.	40.6	72.8	5,5	12	8
1914	октябрь	18	20 ч. 46 мин.	40.7	73.1	5,1	16	7
1924	июль	6	18 ч. 19 мин.	40.5	73.1	6,4	22	8
1924	июль	12	15 ч. 12 мин.	40.6	73.2	6,5	14	9
1970	ноябрь	7	18 ч. 20 мин.	40.7	73.0	4,2	15	6
1972	март	17	09 ч. 17 мин.	40.3	69.6	5,0	20	7
1974	февраль	20	11 ч. 43 мин.	40.7	73.3	4,9	20	7
1982	май	6	15 ч. 42 мин.	40.4	71.4	5,8	20	7



Разрушения каменных зданий горизонтальными сейсмическими толчками. Ташкент, 1966 г.



Землетрясение Кайраккумское 13 октября 1985 г. Разрушение зданий в Кайраккуме

ский, Месинский, Андижанский районы. Разрушено 1729 строений, повреждено 948. В пос. Куршаб повреждено 1073 дома. Погибли 26 человек. Убытки 1 124 900 руб. (*Бутовская, Коньков,* 1961; *Ибрагимов,* 1978).

З е м л е т р я с е н и е Н а м а н г а н с к о е, 1927 г., 12 августа, 10 ч. 23 мин. Эпицентр в северной флексурно-разломной зоне близ гор. Наманган. 41.0° с. ш., 71.6° в. д. M=6,0. H=14 км. Сила 8 баллов. Два сильных удара с разницей во времени в 6 часов. Сильные афтершоки (7 баллов) 19 и 27 августа. Разрушен 1461 дом. Повреждено 3333 дома и 1664 надворные постройки. Погибли 35 человек. Ранены 74 человека (*Ибрагимов,* 1978).

З е м л е т р я с е н и е И с ф а р и н с к о е, 1977 г., 31 января, 14 ч. 26 мин. Эпицентр в южной флексурно-разломной зоне близ гор. Исфара. 40.0° с. ш., 70.5° в. д. M=6,1. H=25 км. Сила 8 баллов. Более 150 афтершоков силой до 6 баллов. Землетрясение ощущалось на территории 135 тыс. км^2. Подземный гул в атмосфере. Обвалы в горах. Разрушение построек. Землетрясение произошло в условиях близгоризонтального сжатия литосферы, направленного с юга — вкрест простирания тектонических структур. Сжатие вызвало растяжение в близвертикальном направлении, что обусловило сдвиго-сброс вдоль Катранского разлома (*Ибрагимов*, 1978; *Джанузаков и др.*, 1981; *Муралиев*, 1983).

З е м л е т р я с е н и е К а й р а к к у м с к о е, 1985 г., 13 октября, 16 ч. 00 мин. Эпицентр в разломной зоне Рушанской антиклинали, в районе гор. Кайраккум Ленинабадской области. 40.5° с. ш., 69.7° в. д. M=6,2. H=25 км. Сила землетрясения в Кайраккуме 8 баллов, в Ленинабаде — 7, в Пролетарске, Исфаре — 6, в Ташкенте, Нау, Ура-



Землетрясение Кайраккумское 13 октября 1985 г. Разрушение зданий горизонтальными толчками

Тюбе, Фергане, Андижане — 5, в Душанбе, Кулябе, Самарканде — 4, в Хороге — 3 балла. Площадь восьмибалльного сотрясения 15 км^2. Сильные афтершоки 19 октября и 9 ноября 1985 г. Сейсмогенные оползни и обвалы. Сильные разрушения зданий в Кайраккуме и Ленинабаде. Остались без крова 26 тыс. семей (оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР, 1985; *Борисов, Рогожин,* 1987).

Глава 4

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ АЛТАЙСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

Алтайская панрегиональная горная система протягивается на 1800 км в юго-восточном направлении. Ее ширина изменяется от 450 км на северо-западе до 100 км на юго-востоке. Она подразделяется на полирегиональные структуры Русского, Монгольского и Гобийского Алтая. Эти структуры развились из каледонских и герцинских складчатых сооружений. Новейшее развитие глыбовых структур началось в конце олигоцена, но оформились они в плиоцене и в четвертичном периоде. Особую роль при этом сыграли глубинные разломы юго-восточного простирания. Они отделяют литосферные блоки длиной в сотни километров и шириной до 20—50 км. В краевых зонах Алтайской горной системы глубинные разломы образуют сейсмические пояса. Можно выделить Шапшальско-Цаган-Шибэтуйский пояс, разграничивающий Алтайскую и Саяно-Монгольскую горные системы, серию разломов, отделяющих на севере Монгольский Алтай от прогибов Котловины Больших Озер и Долины Озер. С юга краевое положение занимает Зайсанско-Джунгарская разломная зона. Со всеми этими зонами связаны многочисленные мелкофокусные землетрясения.

Несколько особое положение занимает Шапшальско-Цаган-Шибэтуйская разломная зона, представляющая собой переход от Алтая к западно-саянским горам.

Шапшальско-Цаган-Шибэтуйская зона разломов. Она протягивается на 300 км вдоль разломов юго-восточного простирания. В условиях сильного сжатия здесь формируются надвиговые блоковые горы Шапшальского (3214 м) и Цаган-Шибэтуйского (3496 м) хребтов.



Русский и Монгольский Алтай с впадинами озер Урюк-Нур и Ачит-Нур. Снимок из космоса

Они сейсмичны. С юга этот литосферный блок ограничен разломами впадины с оз. Урэг-Нур. Южнее расположен блок хр. Тургэн-Ула. Эти блоки сейсмичны (см. табл. 257).

Иногда землетрясения достигают во впадине оз. Урэг-Нур очень большой силы (см. табл. 258).

В качестве примерра катастрофических землетрясений приведем события в 1970 г.

З е м л е т р я с е н и е   У р э г

Таблица 257

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*Энергетический класс (K)*
ШАПШАЛЬСКИЙ ХРЕБЕТ						
1964	август	20	05 ч. 12 мин.	50.5	89.2	11
1969	июнь	13	02 ч. 24 мин.	51.2	89.9	11
1973	апрель	30	07 ч. 30 мин.	51.0	89.7	12
КОТЛОВИНА ОЗ. УРЭГ-НУР						
1976	январь	7	11 ч. 49 мин.	50.0	90.8	11
1976	февраль	16	06 ч. 54 мин.	50.2	91.3	11
1977	сентябрь	16	11 ч. 11 мин.	50.2	91.4	12
1979	июль	2	01 ч. 23 мин.	50.3	91.2	11
1980	ноябрь	2	20 ч. 34 мин.	50.2	91.2	12
1981	ноябрь	5	06 ч. 37 мин.	50.2	91.4	12

Таблица 258

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1922	август	25	19 ч. 30 мин.	50.0	91.0	6,5	16	9
1927	апрель	23	17 ч. 50 мин.	50.0	91.0	4,2	6	7
1970	май	15	17 ч. 13 мин.	50.2	91.3	7,0	12	9

Нурское, 1970 г., 15 мая, 17 ч. 13 мин. Эпицентр на юго-восточном побережье оз. Урэг-Нур, в хр. Цагдул. 50.2° с. ш., 91.3° в. д. M=7,0. H=12 км. Сила 9 баллов. Образование трещин длиной до 2 км и шириной до 4 м. Сдвиги и взбросы по трещинам. Обвалы в горах. Разрушения построек. Плейстосейстовая область площадью 50 км². Изосейсты вытянуты в северо-восточном направлении, поперек простирания хребтов (*Хилько и др.*, 1985).

Русский Алтай. Это сложная новейшая структура сводово-глыбового характера. Блоки-хребты ограничены разломами юго-восточного простирания, по которым расположены межгорные впадины. В субширотном направлении протягиваются вторичные сводовые поднятия: Северо-Алтайское, Катунско-Чуйское и Нарымское. В их пределах блоки-хребты приподняты и достигают больших высот: Семинский (2506 м) на Северо-Алтайском поднятии, Катунский с г. Белуха (4506 м) и Северо-Чуйский (4173 м) на Катунско-Чуйском поднятии, хр. Южный Алтай (3871 м) на Нарымском поднятии. На юго-востоке Русский Алтай переходит в сводовое поднятие Монгольского Алтая. Граница между ними проводится по водораздельному поперечному хр. Сайлюгем (3500 м). Землетрясения Русского Алтая происходят в разломных зонах, ограничивающих крупные литосферные блоки. Такими являются Катунско-Курайская и Южно-Алтайская зоны, в которых происходят семибалльные землетрясения (см. табл. 259).

Монгольский Алтай. Он протягивается на 800 км в юго-восточном направлении от массива Найрамдал (4356 м) до хр. Гичгэнийн-Нуру (3769 м), где кулисообразно подставляется хребтами Гобийского Алтая. Монгольский Алтай — серия горстовых горных хребтов юго-восточного простирания, протянувшихся вдоль глубинных разломов. Особенно мощные системы разломов ограничивают Монгольский Алтай с юго-запада и северо-востока. Так, на юго-западе протягиваются краевые Толбонурский и Тургэнгольский разломы, отделяющие Монгольский Алтай от Северо-Джунгарского прогиба. На северо-востоке протягиваются краевые Кобдинский и Долиноозерный сложные разломы, отделяющие Монгольский Алтай от прогибов Котловины Больших Озер и Долины Озер. Эти разломные зоны сейсмичны. Здесь происходят сильные мелкофокусные землетрясения (см. табл. 260).

Некоторые землетрясения в юго-западной краевой зоне Монгольского Алтая имели очень большую силу.

Землетрясение Монголо-Алтайское, 1931, 10 августа, 21 ч. 18 мин. Эпицентр в верховьях р. Черный Иртыш на юго-западной разломной зоне. 46.5° с. ш., 90.5° в. д. M=7,8. H=40 км. Сила 9 баллов. Сильные афтершоки 16 августа в 02 ч. 01 мин. (7 баллов), 18 августа в 14 ч. 21 мин. (7 баллов), 5 ноября в 12 ч. 30 мин. (8 баллов). Глубины их очагов 20 км. Изосейста 9 баллов охватила территорию 15 тыс. км², изосейста 8 баллов — около 1 млн км². Сильные обвалы в горах. Разломы на поверхности земли. Разрушения построек. Отдельные человеческие жертвы (*Хилько и др.*, 1985).

Таблица 259

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
КАТУНСКО-КУРАЙСКАЯ ЗОНА								
1927	апрель	21	03 ч. 21 мин.	50.2	86.9	6,0	28	7
1928	февраль	18	06 ч. 45 мин.	50.0	85.0	4,2	6	7
1928	июнь	20	08 ч. 00 мин.	49.9	87.0	4,7	10	7
ЮЖНО-АЛТАЙСКАЯ ЗОНА								
1887	январь	13	20 ч. 45 мин.	50.3	82.9	5,8	18	7
1894	октябрь	19	14 ч. 30 мин.	50.8	84.0	5,9	26	7
1901	май	21	19 ч. 00 мин.	50.3	83.5	5,6	17	7



Котловина Больших озер. Убсунурская впадина с окружающими ее горами. Снимок из космоса

З е м л е т р я с е н и е Т а х и й н - Ш а р с к о е, 1974 г., 4 июля, 19 ч. 30 мин. Эпицентр у хр. Тахийн-Шар в юго-западной разломной зоне. 45.0° с. ш., 94.2° в. д. M=6,9. Сила 9 баллов. Большие обвалы в горах. Образование разломов и трещин в зоне длиной 17 км (*Хилько и др.*, 1985).

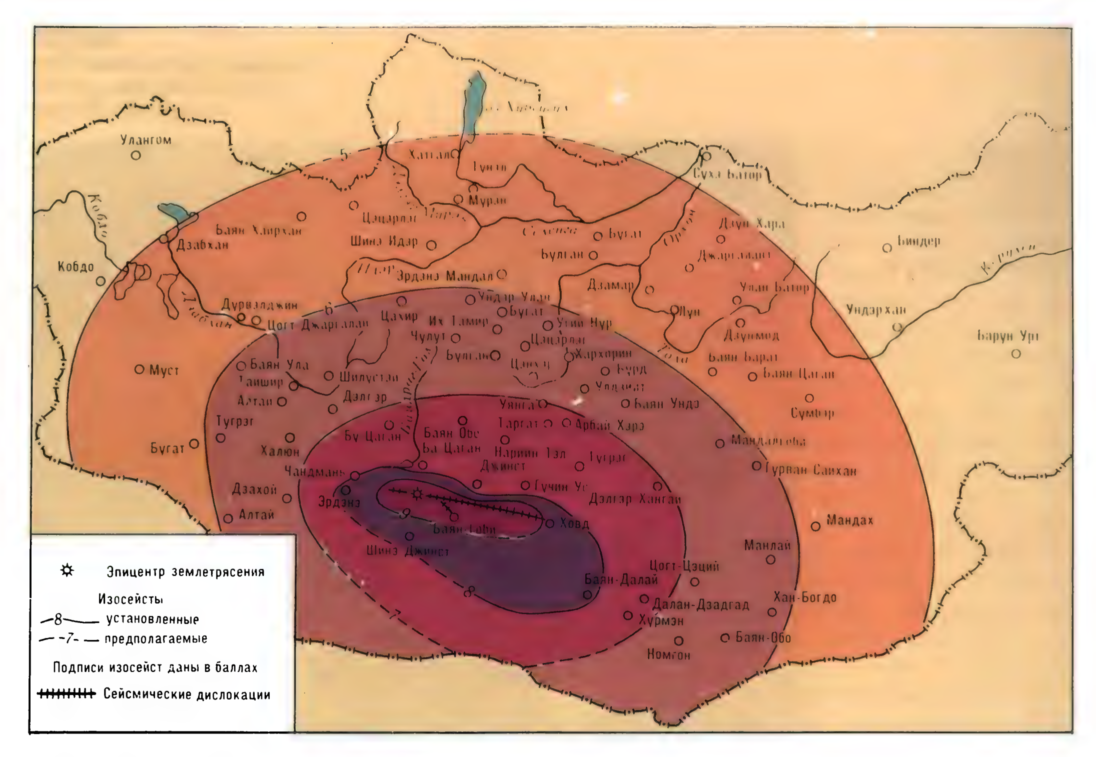
З е м л е т р я с е н и е Б у л г а н с к о е, 1975 г., 31 марта, 10 ч. 05 мин. Эпицентр в Тургэнгольском разломе. 46.8° с. ш., 91.5° в. д. M=5,7. Сила 8 баллов. Большие обвалы в горах. Разломы и трещины на поверхности земли (*Хилько и др.*, 1985).

Северо-восточная краевая разломная зона Монгольского Алтая имеет более сложное строение из многих разломов, сочетающихся между собой. В местах их пересечений происходят мелкофокусные землетрясения (см. табл. 261). Некоторые землетрясения в северо-восточной разломной зоне достигали большой силы.

З е м л е т р я с е н и е А ч и т н у р с к о е, 1938 г., 19 октября, 04 ч. 13 мин.

Таблица 260

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*Энергетический класс (K)*
1982	март	20	11 ч. 18 мин.	47.9	86.8	—	12
1970	май	14	12 ч. 11 мин.	47.9	89.7	—	12
1964	февраль	22	02 ч. 16 мин.	47.7	89.8	4,5	12
1980	декабрь	15	22 ч. 12 мин.	46.4	90.4	5,9	14
1981	май	15	04 ч. 08 мин.	46.2	90.4	—	12
1981	январь	13	12 ч. 58 мин.	46.3	90.5	—	11
1976	декабрь	2	13 ч. 51 мин.	46.3	90.6	—	11
1980	декабрь	14	06 ч. 17 мин.	46.3	90.6	—	11
1976	апрель	23	16 ч. 01 мин.	46.4	92.0	—	11
1970	декабрь	2	17 ч. 54 мин.	45.1	93.0	—	12
1978	октябрь	16	16 ч. 30 мин.	45.1	93.8	4,8	13
1970	январь	27	07 ч. 09 мин.	45.8	94.2	4,7	12
1976	октябрь	14	03 ч. 20 мин.	45.2	94.2	4,6	13



Землетрясение Гоби-Алтайское 1957 г. (по В. П. Солоненко, Н. А. Флоренсову)

Эпицентр в зоне Кобдинского разлома близ оз. Ачит-Нур. 49.5° с. ш., 90.3° в. д. M=6,6. H=36 км. Сила 8 баллов. Обвалы в горах. Изменение режима подземных вод. Разрушения отдельных построек (*Хилько и др.*, 1985).

З е м л е т р я с е н и е Д ж и р г а л а н т у, 1938 г., 17 декабря, 16 ч. 35 мин. Эпицентр у передового горного хр. Джиргаланту-Нуру. 47.5° с. ш., 92.8° в. д. M=6,5. H=18 км. Сила 9 баллов. Обвалы в горах (*Хилько и др.*, 1985).

З е м л е т р я с е н и е Ц а м б а г а р а в с к о е, 1988 г., 23 июля, 07 ч. 38 мин. Эпицентр в зоне Кобдинского глубинного разлома, ограничивающего Монгольский Алтай с северо-востока. 48.8° с. ш., 90.8° в. д. M=6,4. H=3 км. Сила 8 баллов. Многочисленные афтершоки. Сотрясения охватили территорию около 200 тыс. км^2. Большие обвалы и оползни в горах. Сход ледово-каменной лавины объемом около 12 млн м^3 (*Авдеев и др.*, 1989).

Гобийский Алтай кулисообразно подставляет Монгольский Алтай. Он образован цепью блоковых хребтов: Баян-Ундэр (2559 м), Гурван-Богдо (3957 м), Гурван-Сайхан (2846 м). Они состоят из многих менее крупных блоков, ограниченных разломами. Вследствие активи-

Таблица 261

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*Энергетический класс (K)*
1970	сентябрь	19	01 ч. 07 мин.	48.8	89.3	5,0	13
1964	март	22	03 ч. 55 мин.	48.8	90.1	—	12
1974	март	22	18 ч. 14 мин.	49.9	90.9	5,1	13
1977	март	16	22 ч. 32 мин.	49.4	90.9	4,1	11
1979	март	4	21 ч. 26 мин.	47.8	92.7		11
1938	декабрь	17	16 ч. 35 мин.	47.5	92.8	6,5	14
1971	июль	23	04 ч. 00 мин.	48.3	92.8	—	11
1979	август	8	11 ч. 17 мин.	47.1	93.2	—	11
1981	апрель	26	10 ч. 09 мин.	46.3	95.9	—	11
1980	октябрь	7	19 ч. 56 мин.	46.0	96.0	—	11
1971	апрель	30	15 ч. 45 мин.	46.0	96.5	4,5	12
1978	январь	26	17 ч. 47 мин.	46.3	96.8	—	11
1973	сентябрь	29	21 ч. 15 мин.	45.8	97.2	—	11



Сейсмический ров, возникший при Гоби-Алтайском землетрясении



Сдвиги холмов при Гоби-Алтайском землетрясении

зации земной коры блоки эти подвижны, что находит свое выражение в землетрясениях (см. табл, 262).

Некоторые землетрясения Гобийского Алтая имели большую силу. Таковы землетрясения в 1903, 1957, 1958, 1960 гг.

З е м л е т р я с е н и е У н э г э т и н с к о е, 1903 г., 1 февраля, 09 ч. 34 мин. Эпицентр на юго-восточном окончании хр. Гурван-Сайхан, у г. Унэгэт. 43.4° с. ш., 104.4° в. д. М=7,5. Сила 10 баллов. Площадь девятибалльной изосейсты 1300 км^2, восьмибалльной — 9500 км^2, семибалльной — 40 тыс. км^2. Обвалы в горах. Разломы и трещины на поверхности земли (*Хилько и др.*, 1985).

З е м л е т р я с е н и е Г о б и - А л т а й с к о е, 1957 г., 4 декабря, 03 ч. 39 мин. Эпицентр на Долиноозерной разломной зоне вдоль северного поднятия горного блока Гурван-Богдо. 45.1° с. ш., 99.4° в. д. М=8,3—8,6. Н=22—25 км. Длина эпицентральной зоны по разлому 275 км. Сила 12 баллов. Сильный подземный гул. Сильные (до 8 баллов) афтершоки. Огромные обвалы в горах Их-Богдо-Ула и др. Плейстосейстовая область, охваченная девятибалльной изосейстой, вытянута в юго-восточном направлении и очерчивает эллипс с осями 320 и 80 км, площадью 17 тыс. км^2. Площадь восьмибалльной изосейсты 65



Долиноозерский разлом около сайра Буйлясун. Сдвиг межлощинных бугров по разлому



Тормхонская зона разломов, расположенная поперек Долиноозерского разлома

Таблица 262

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*Энергетический класс (K)*
1958	апрель	7	19 ч. 13 мин.	45.1	98.4	6,9	16
1958	апрель	11	15 ч. 53 мин.	45.0	99.0	5,0	13
1967	сентябрь	11	12 ч. 53 мин.	45.1	99.3	5,0	13
1958	февраль	24	12 ч. 27 мин.	45.2	99.7	—	15
1966	июнь		22 ч. 42 мин.	45.1	99.8	5,2	13
1976	ноябрь	22	21 ч. 06 мин.	45.2	99.8	5,1	13
1957	декабрь	11	21 ч. 55 мин.	45.0	101.0	5,3	13
1965	март	3	07 ч. 21 мин.	44.4	101.8	4,9	13
1961	март	31	11 ч. 02 мин.	44.0	102.0	4,8	13
1972	август	11	02 ч. 23 мин.	44.8	102.1	5,0	13
1966	октябрь	28	10 ч. 56 мин.	44.7	102.9	5,0	13
1903	февраль	1	09 ч. 34 мин.	43.4	104.4	7,5	16
1980	апрель	2	03 ч. 22 мин.	43.3	104.7	4,9	13



Тормхонский сброс и надвиг. Сбросовая часть

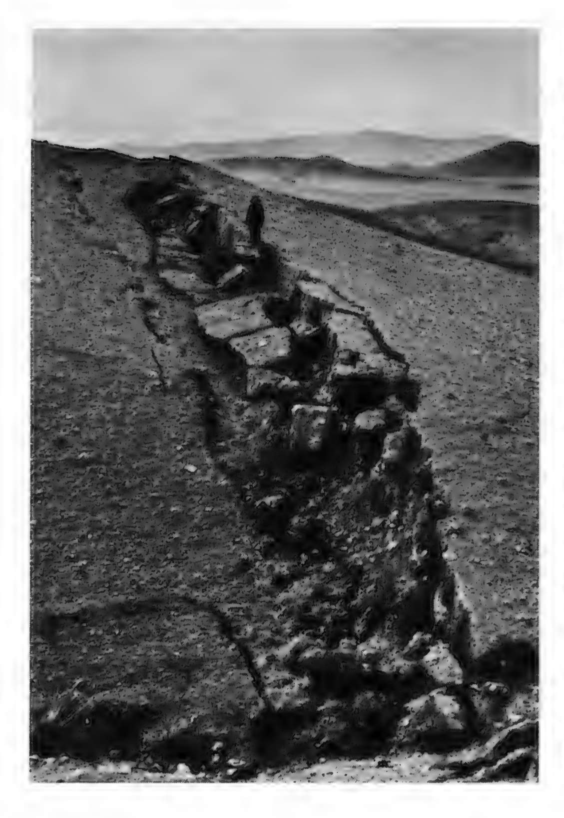


Поперечный разлом в урочище Тормхон-Гол. Сброс

тыс. км^2, семибалльной — 230, пятибалльной — 1 500 тыс. км^2. Возникновение больших сейсмодислокаций со смещением горных блоков на несколько метров. Разрушения зданий в поселках на юго-востоке Монголии. Повреждения домов в Улан-Баторе (в 700 км от эпицентра). Гибель людей при обвалах в горах. Гибель скота в раскрывшихся на поверхности трещинах (*Апродов,* 1960, 1977; *Флоренсов, Солоненко,* 1963; *Хилько и др.,* 1985).

Землетрясение Баян-Цаганское, 1958 г., 7 апреля, 19 ч. 13 мин. Эпицентр на Долиноозерной разломной зоне у хр. Баян-Цаган-Ула. 45.1° с. ш., 98.4° в. д. M=6,9. Сила 9 баллов. Обвалы в горах. Образование разломов на поверхности земли со смещением горных блоков (*Хилько и др.,* 1985).

Землетрясение Бурын-хярское, 1960 г., 3 декабря, 04 ч. 24 мин. Эпицентр на северном склоне хр. Бурын-Хяр юго-восточнее гор Гурван-



Тормхонский сброс и надвиг. Надвиговая часть



Тормхонская зона землетрясений. Гранитный валун, расколотый на две части сейсмической волной

Сайхан. 43.3° с. ш., 104.4° в. д. M=6,7. Сила 9 баллов. Подземный гул. Многочисленные афтершоки. Вскрытие древних разломов со смещением по ним блоков. Повреждения домов (*Хилько и др.*, 1985).

Глава 5

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУЗБАСС-САЯНО-СЕВЕРО-ХАНГАЙСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

Активизированный юго-западный край Сибирской платформы оказывает хотя и отдаленное, но сильное воздействие на новейшее развитие обширной Кузбасс-Саяно-Северо-Хангайской горной системы. Оно выражается в формировании на этой территории глыбовых горных структур, контрастно сочетающихся с межгорными прогибами-грабенами.

Намечается следующая схема расположения новейших блоков литосферы. Вдоль юго-западного края перемещающейся на запад Сибирской платформы протягиваются в юго-восточном направлении высокие хребты Восточного Саяна. Юго-западнее их располагается цепь больших межгорных впадин-прогибов: Минусинского и Тоджинского. Они разделяются поперечными к Восточному Саяну горными перемычками Солгонского, Батеневского и Косинского кряжей и северо-восточных отрогов Западного Саяна. Юго-западнее впадин-прогибов, субпараллельно Восточному Саяну располагаются приподнятые литосферные блоки Кузнецкого Алатау (2178 м), северного хребта Западного Саяна Эргак-Таргак-Тайга (2571 м), хр. Академика Обручева (2728 м). Еще юго-западнее находятся крупные межгорные впадины-прогибы: Кузнецкая, Кемчикская, Улуг-Хемская. Разломные краевые структуры Кемчикской и Улуг-Хемской впадин имеют субширотное простирание. По ним протянулись высокие глыбовые хребты: Куртушибинский (2492 м) на севере, Танну-Ола (3061 м) на юге.

К югу от хр. Танну-Ола располагается вытянутая в широтном направлении Убсунурско-Тес-Хемская межгорная впадина. С юга она ограничена глыбовыми поднятиями хребтов Хан-Хухэй (2928 м) и Булнай-Нуру (2600 м). Южнее хр. Хан-Хухэй расположен межгорный

прогиб Котловины Больших Озер, разделяющий Саяно-Хангайскую и Алтайскую горные системы.

Разломы, ограничивающие перечисленные блоковые структуры, развивались длительно — в течение байкальского, салаирского, каледонского, герцинского и альпийского циклов. Современное развитие их обусловливает частые мелкофокусные землетрясения. Имеется правильная смена возраста складчатых структур на все более молодые по мере удаления от края Сибирской платформы. Так, Восточный Саян образован байкальскими складчатыми структурами, активизированными на новейшем этапе развития. Кузнецко-Северо-Монгольская система представляет собой активизированные салаирские структуры. Западный Саян, Танну-Ола, Хан-Хухэй являются каледонскими активизированными структурами, превращенными в глыбовые блоки на новейшем этапе развития. Со всеми этими структурами связаны частые мелкофокусные землетрясения.

Восточный Саян. Суперрегиональный литосферный блок Сибирской платформы смещается в запад-северо-западном направлении. Поэтому происходит сильное сжатие и скучивание литосферы вдоль края Сибирской платформы. Это привело к формированию сводово-глыбового поднятия Восточного Саяна, осложненного продольными разломами юго-восточного простирания. По разломам происходят надвиги и сдвиги литосферных блоков в условиях сжатия литосферы. Это привело к образованию высоких хребтов. Наиболее высокие расположены на юго-востоке, близ Тункинского грабена. Это Китойские (3215 м) и Тункинские (3266 м) гольцы. Особую роль в структуре Восточного Саяна сыграл главный разлом, по которому край докембрийской Сибирской платформы граничит с байкальскими и каледонскими складчатыми структурами. С ними связаны землетрясения. Активны разломы субширотного простирания, секущие складчатые структуры Восточного Саяна под острым углом к их осям. С разломами связаны слабые землетрясения. Эпицентры их расположены в западной части хребтов Манско-Агульского Белогорья. Они связаны с главным разломом Восточного Саяна (см. табл. 263).

Как видно из приведенных данных, в Восточном Саяне происходят преимущественно слабые землетрясения, но иногда случаются и более сильные сейсмические толчки. Так, в юго-восточной части главного разлома — ближе к Тункинским впадинам — происходили сильные землетрясения 9 ноября 1924 г. (7 баллов), 20 октября 1958 г. (6 баллов) и др. (*Солоненко и др.*, 1975). Однако сейсмичность Восточного Саяна даже на юго-восточном его конце намного слабее сейсмичности Байкальской рифтовой системы.

Минусинские и Тоджинская межгорные впадины. Система Минусинских впадин расположена между Восточным Саяном и Кузнецким Алатау. Она образована впадинами: Назаровской, Северо-Минусинской, Среднеминусинской, Южно-Минусинской. В совокупности они образуют Минусинский межгорный

Таблица 263

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*Энергетический класс (K)*
1968	февраль	14	18 ч. 17 мин.	55.2	93.6	10
1981	апрель	25	15 ч. 29 мин.	54.5	96.5	12
1973	сентябрь	7	12 ч. 21 мин.	54.0	96.9	11
1971	июль	21	04 ч. 46 мин.	54.0	96.9	9
1964	август	31	13 ч. 57 мин.	53.4	97.2	12
1973	июнь	1	14 ч. 39 мин.	53.4	98.7	9
1968	октябрь	24	08 ч. 10 мин.	52.8	99.6	9
СЕВЕРНЫЙ СКЛОН ВОСТОЧНОГО САЯНА						
1969	март	19	19 ч. 10 мин.	54.9	97.4	11
1970	сентябрь	2	12 ч. 23 мин.	54.3	97.5	9

прогиб шириной до 200 км. Он протягивается вдоль Восточного Саяна на 350 км от кряжа Арга (531 м) до Западного Саяна. Тектонические перемычки Солгонского (875 м), Батеневского (1249 м) и Косинского (1142 м) кряжей отделяют впадины друг от друга. С ними связаны слабые землятрясения. Таковы были сейсмические толчки в 1964 г., 29 февраля (K=12), у северного подножия Западного Саяна, южнее Абакана, и в 1971 г., 21 октября (K=11), в Батеневском кряже.

Тоджинская межгорная впадина расположена между Восточным Саяном и хр. Академика Обручева. Ее блок отделен от соседних горных блоков глубинными разломами. Так, на северо-востоке такой разлом протягивается вдоль Удинского хребта Восточного Саяна. На северо-западе аналогичный разлом простирается вдоль хр. Аж-Таргак-Тайга. На юге Тоджинская впадина ограничена разломом вдоль хр. Академика Обручева. Днище впадины раздроблено серией субширотных разломов, по которым располагаются долины рек: Бий-Хем (Большой Енисей), Азас, Хамсара (правые притоки Бий-Хема) и др. С разломами связаны землетрясения (см. табл. 264).

З е м л е т р я с е н и е   Т о д ж и н с к о е, 1978 г., 3 августа, 06 ч. 07 мин. Эпицентр на Жомболокском разломе в южной части Тоджинской впадины. 52.5° с. ш., 96° в. д. M=5,9. H=22 км. Сила 8 баллов. Большое количество афтершоков по Жомболокскому разлому. Подземный гул. Обвалы в горах (*Филина, Цибульчик, Мучная,* 1982).

Кузнецкая межгорная впадина расположена между Кузнецким Алатау и Салаирским кряжем. Это крупный межгорный прогиб длиной около 400 км и шириной до 200 км. На новейшем этапе развития каледонские складчатые структуры Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау были трансформированы в глыбовые структуры. Салаирский кряж испытал перемещение на северо-восток с надвиганием на Кузнецкую впадину по Тырганскому разлому. Днище впадины было раздроблено разломами, с которыми в настоящее время связаны землетрясения. Они сосредоточены в южной части впадины близ Салаирского кряжа. (см. табл. 265).

Приводим краткое описание наиболее сильных землетрясений Кузнецкой впадины в 1898 и 1903 гг.

З е м л е т р я с е н и е   К у з н е ц к о е, 1898 г., 19 июля, 06 ч. 40 мин. Эпицентр в зоне влияния Тырганского разлома близ гор. Новокузнецка. 53.8° с. ш., 87.6° в. д. M=5,7. H=22 км. Сила 7 баллов. Оползни в горах Салаира. Незначительные повреждения зданий в

Таблица 264

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*Энергетический класс (K)*
ИСТИНСКИЙ РАЗЛОМ						
1963	февраль	13	02 ч. 47 мин.	53.0	97.6	11
1964	август	31	13 ч. 56 мин.	53.7	97.3	12
АЗАССКИЙ РАЗЛОМ						
1979	январь	29	06 ч. 27 мин.	52.5	97.2	13
БИЙ-ХЕМСКИЙ РАЗЛОМ						
1978	август	6	04 ч. 30 мин.	52.1	96.8	11
1978	август	9	10 ч. 18 мин.	52.3	96.9	13
1978	сентябрь	18	06 ч. 28 мин.	52.2	96.9	11
1980	сентябрь	23	05 ч. 02 мин.	52.2	97.1	12
РАЗЛОМЫ У ХРЕБТА ОБРУЧЕВА						
1967	июнь	12	22 ч. 03 мин.	51.7	96.1	11
1972	август	31	14 ч. 03 мин.	52.4	95.3	14
1982	май	21	15 ч. 20 мин.	51.8	94.3	12

населенных пунктах. Жертв нет (*Массарский, Горбунова,* 1964; Новый каталог, 1977).

Землетрясение Кузнецкое, 1903 г., 12 марта, 14 ч. 19 мин. Эпицентр в районе гор. Новокузнецка. 53.9° с. ш., 87.0° в. д. М=6,1. Н=30 км. Сила 7—8 баллов. Шестибалльная область землетрясения имела вид овала с осями 300 и 180 км, вытянутого в широтном направлении. Сотрясения ощущались в пределах всего Салаира и Алтая, а также в Западном Саяне. Обвалы и оползни в горах. В Кузнецке все каменные здания получили повреждения в виде трещин. Жертв нет (*Массарский, Горбунова,* 1964; Новый каталог, 1977).

Западный Саян. Горные хребты Западного Саяна протягиваются на 600 км к северо-востоку от Алтая до Восточного Саяна. Они образуют горную систему шириной до 240 км. На западе это хребты Абаканский (1984 м), Саянский (2735 м) и горное плато Алаш (3121 м).

В средней части Западного Саяна это хребты Саянский и Араданский (2456 м). На востоке это хребты Куртушибинский (2405 м) и Эргак-Таргак-Тайга (2571 м). Все они формировались вдоль продольных разломов, секущих каледонские складчатые сооружения под острыми углами к осям складок. В Западном Саяне прослеживаются несколько субширотных сейсмических поясов: Саяно-Минусинский, Кандатский, Борусский, Кантегирский, Большепоротский, Саянский, Саяно-Тувинский (*Чернов,* 1978, 1980). С ними связаны многочисленные мелкофокусные слабые землетрясения. Иногда происходят и сильные сейсмические толчки (см. табл. 266).

Хребет Танну-Ола и нагорье Сангилен. Между Кемчикской и Улуг-Хемской впадинами на севере и Убсу-Нурско-Тесхемской впадиной на юге расположены горстовые новейшие структуры Западного Танну-Ола (3061 м). Они ограничены Северо-Таннуольской и Южно-Таннуольской зонами глубинных разломов, каждая из которых протягивается на 150—200 км. К востоку от Восточного Танну-Ола расположено Сангиленское нагорье. Оно представляет собой новейший свод, ограниченный разломами.

Глубинные разломы, ограничивающие эти горстовые новейшие структуры, претерпели длительное развитие и имеют сложное строение. С ними связаны многочисленные слабые мелкофокусные землетрясения. Изредка происходят и более сильные сейсмические толчки (см. табл. 267).

Таблица 265

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1898	июль	19	06 ч. 40 мин.	53.8	87.6	5,7	22	7
1903	март	12	14 ч. 19 мин.	53.9	87.0	6,0	30	7
1966	октябрь	20	22 ч. 15 мин.	53.3	87.3	4,0	8	7

Таблица 266

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ХРЕБЕТ АБАКАНСКИЙ								
1927	май	10	19 ч. 59 мин.	52.0	88.5	5,3	22	7
ХРЕБЕТ САЯНСКИЙ								
1928	ноябрь	7	18 ч. 37 мин.	51.9	90.6	5,3	20	7
1969	октябрь	30	12 ч. 17 мин.	52.6	95.5	4,7	20	—
1971	август	24	16 ч. 53 мин.	52.2	91.4	5,6	24	7
ХРЕБЕТ КУРТУШИБИНСКИЙ								
1938	февраль	21	13 ч. 50 мин.	52.0	93.5	5,4	28	6
1961	ноябрь	20	04 ч. 04 мин.	51.2	92.7	5,4	12	7

Сильное землетрясение было в нагорье Сангилен в 1972 г.

З е м л е т р я с е н и е   К а р г ы й с к о е, 1972 г., 26 февраля, 23 ч. 31 мин. Эпицентр в Агордагской зоне разломов, отделяющей Сангилен от Ка-Хемского нагорья. 50.5° с. ш., 96.9° в. д. M=5,8. H=21 км. Сила 7 баллов. Обвалы в горах (*Чернов и др.*, 1974).

Зона разломов Хан-Хухэй и Булнай-Нуру. Между Убсу-Нурско-Тесхемской впадиной и северо-западной частью котловины Больших Озер (впадина оз. Хиргис-Нур) протягивается горст хр. Хан-Хухэй (2928 м). Этот узкий (25—30 км) хребет протягивается на 350 км, контрастно возвышаясь по разломам над соседними впадинами. Восточное продолжение этих разломов наблюдается вдоль хр. Булнай-Нуру на Северном Хангае. Общая длина разломных зон от западного конца Хан-Хухэя до восточного конца Булнай-Нуру достигает 650 км. Булнай-Нуру представляет собой литосферный блок, состоящий из узких длинных горстов субширотного простирания, разделенных грабенами продольных долин. С разломными зонами Хан-Хухэй и Булнай-Нуру связаны землетрясения (см. табл. 268).

Сопоставление энергетических классов землетрясений в Хан-Хухэе и Булнай-Нуру показывает, что в зоне Булнай-Нуру землетрясения гораздо сильнее. Особенно сильные из них происходят близ сопряжения разломной зоны Булнай-Нуру с меридиональной разломной зоной Бусингол-Белин в Прихубсугулье. Приведем описание двух катастрофических землетрясений 1905 г.

З е м л е т р я с е н и е   Ц э ц э р л э г с к о е, 1905 г., 9 июля, 09 ч. 41 мин. Эпицентр севернее Северо-Хангайской разломной зоны, в районе пос. Цэцэрлэг. 49.5° с. ш., 97.3° в. д. M=7,6. H=22 км. Сила 10 баллов. Образование системы

Таблица 267

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*Энергетический класс (K)*
ХРЕБЕТ ЗАПАДНЫЙ ТАННУ-ОЛА							
1964	апрель	9	21 ч. 50 мин.	50.5	92.3	—	12
1968	январь	27	15 ч. 20 мин.	50.9	92.4	—	12
ХРЕБЕТ ВОСТОЧНЫЙ ТАННУ-ОЛА							
1970	май	1	22 ч. 00 мин.	51.5	93.3	4,0	12
1964	март	16	19 ч. 55 мин.	51.0	93.5	4,0	12
НАГОРЬЕ САНГИЛЕН							
1981	август	16	17 ч. 54 мин.	50.5	96.8	—	14
1972	февраль	26	23 ч. 31 мин.	50.5	96.9	5,7	—
1979	декабрь	13	16 ч. 20 мин.	49.6	97.9	—	12

Таблица 268

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*Энергетический класс (K)*
РАЗЛОМНАЯ ЗОНА ХАН-ХУХЭЙ						
1979	июнь	13	23 ч. 08 мин.	49.8	93.1	11
1964	июнь	28	20 ч. 31 мин.	49.2	94.3	11
1969	ноябрь	22	06 ч. 52 мин.	49.3	95.9	11
РАЗЛОМНАЯ ЗОНА БУЛНАЙ-НУРУ						
1967	июнь	10	06 ч. 33 мин.	49.2	96.9	13
1967	июнь	7	17 ч. 01 мин.	49.5	97.2	13
1968	апрель	25	06 ч. 07 мин.	49.6	97.4	12
1969	май	29	11 ч. 55 мин.	49.5	97.5	12
1975	сентябрь	25	14 ч. 29 мин.	49.6	98.3	12
1957	август	31	12 ч. 01 мин.	48.8	100.0	14

разрывов северо-восточного направления на протяжении 225 км (от района оз. Ойгон-Нур через долину р. Тэсин-Гол к г. Их-Ула). Большие обвалы в горах. Изменение режима подземных и поверхностных вод. Исчезновение озер в одних местах и образование их в других. Запруживание рек. Плейстосейстовая область с силой землетрясения 9 баллов 4 тыс. км^2, семибалльной — 44 тыс. км^2 *(Хилько и др.,* 1985).

З е м л е т р я с е н и е Б у л н а й с к о е, 1905 г., 23 июля, 02 ч. 47 мин. Эпицентр в Северо-Хангайской разломной зоне, в районе пос. Баян-Хайрхан (северное крыло разлома). 49.3° с. ш., 96.2° в. д. M=8,2. H=25 км. Сила 11 баллов. Образование широтной зоны разрывов на поверхности земли длиной 370 км вдоль северных подножий хребтов Булнай-Нуру и Хан-Хухэй. Горизонтальные подвижки блоков по разломам на несколько метров, вертикальные — до 2 м. Большие обвалы в горах. Взбросо-сдвиг вдоль всей Булнай — Хан-Хухэйской разломной линии. Сильные разрушения построек в населенных пунктах. Изменение режима грунтовых и поверхностных вод. Землетрясение ощущалось на территории более 5 млн км^2. Десятибалльная изосейста охватила площадь 19 тыс. км^2, восьмибалльная — 72,5, семибалльная — 256 тыс. км^2. Это землетрясение явилось одним из величайших сейсмических феноменов мира (*Вознесенский,* 1908, 1962; *Вознесенский, Дорогостайский,* 1914; *Апродов,* 1960, 1961; *Хилько и др.,* 1985).

Глава 6

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА НОВЕЙШЕЙ АКТИВИЗАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Монголо-Охотский пояс новейшей активизации континентальной литосферы протягивается на 2 тыс. км, охватывая горные области Хангая, Хэнтэя, Забайкалья и часть Приамурья. Он образует выпуклую на юго-восток горную дугу шириной от 200 до 500 км. Его новейшие глыбовые структуры развились на разновозрастных складчатых структурах. Важную роль сыграл мезозойский тектогенез.

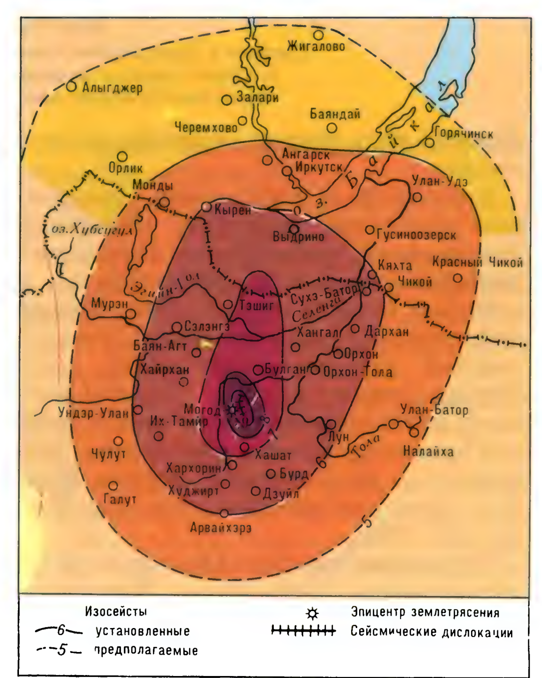
Дугообразный изгиб пояса определяется Ангарским выступом Сибирской платформы в соответствии с поясом внутриконтинентального рифтогенеза, с которым имеется тесная связь. Между рифтогенным и Монголо-Охотским поясами находится переходная зона. Юго-восточная граница Монголо-Охотского пояса проводится в западной части по Ононскому разлому в Монголии, а на востоке — по широтному отрезку Монголо-Охотского разлома (*Горкуша, Мастюлин,* 1983).

В пределах Монголо-Охотского пояса расположены Хангайская, Хэнтэйско-Забайкальская, Тукурингра-Джагдинская горные системы. Разломами они расчленены на большое количество литосферных блоков. С ними связаны землетрясения.

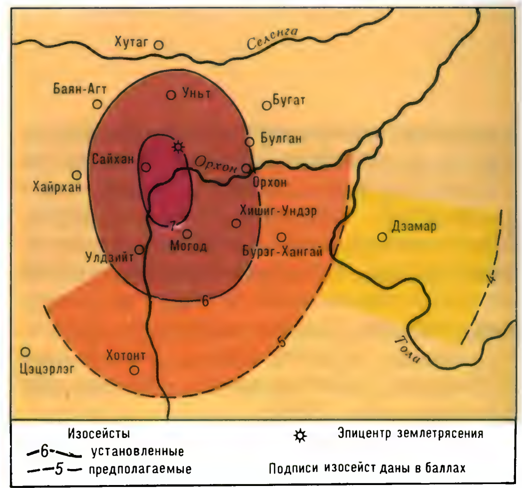
Хангайское нагорье — сложная система литосферных блоков, образующих сводовое поднятие. Оно протягивается с северо-запада на юго-восток на 500 км. Система разломов образована главными северо-западными и второстепенными северо-восточными разрывами. Между высокоприподнятыми блоками располагаются небольшие межгорные впадины, соответствующие менее приподнятым клиньям литосферы.

Границы Хангайского свода образованы сложными разломными зонами. Такова Северо-Хангайская, или Булнай — Хан-Хухэйская, разломная зона, описанная в предыдущей главе. Такова Западно-Хангайская граничная разломная зона. Она протягивается от восточной части хр. Хан-Хухэй на 400 км к юго-востоку и отделяет Хангай от межгорного прогиба Котловины Больших Озер. Южная разломная граничная зона Хангая протягивается на 500 км и отделяет его от межгорного Долиноозерного прогиба (*Апродов,* 1960, 1961; *Хилько и др.,* 1985).

Особое значение в сейсмотектонике Хангая имеет его восточная, граничная разломная зона. Она представляет собой широкую переходную зону от Хангая и Хэнтэю. В ней сочетается густая сеть разломов северо-западного (хангайского) и северо-восточного (хэнтэйского)



Землетрясение Могодское 1967 г.
(по С. Д. Хилько и др.)



Землетрясение Сайханское 1958 г.
(по С. Д. Хилько и др.)

простираний. Эти разломы секут разновозрастные складчатые палеозойские структуры и отличаются повышенной сейсмичностью.

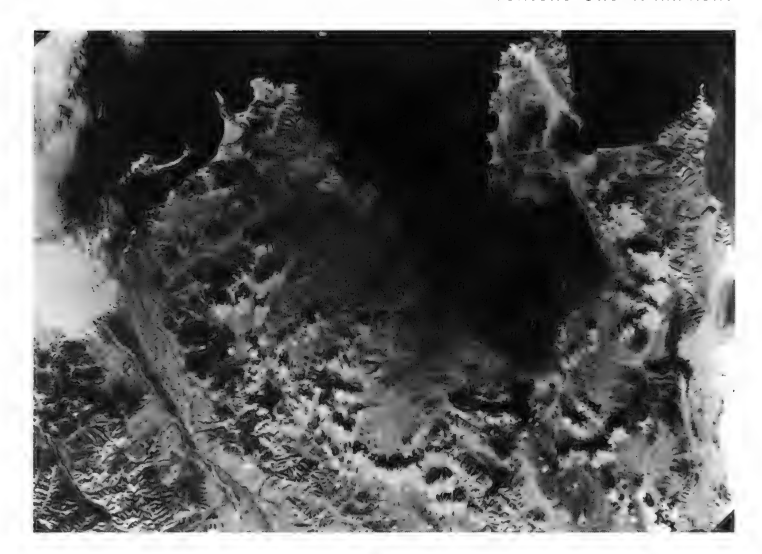
С разломными граничными зонами Хангая связаны многочисленные очень слабые мелкофокусные землетрясения. Сильные землетрясения происходят редко (см. табл. 269). Центральная часть сводового поднятия Хангая отличается слабой сейсмичностью. Иногда в граничных зонах Хангая происходят очень сильные землетрясения. Примерами их являются события в восточной граничной зоне.

Землетрясение Сайханское, 1958 г., 23 июня, 05 ч. 10 мин. Эпицентр в юго-западной части хр. Бурэн-Нуру, в среднем течении р. Орхон, у пос. Сайхан. 48.7° с. ш.,

Таблица 269

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*Энергетический класс (K)*	*M*	*Сила*
ЗАПАДНАЯ ГРАНИЧНАЯ ЗОНА								
1963	октябрь	29	22 ч. 24 мин.	47.2	93.0	14	5,8	—
1960	июнь	25	19 ч. 56 мин.	47.0	94.0	13	5,3	—
1923	сентябрь	23	—	47.0	95.0	13	5,1	—
1954	май	21	05 ч. 12 мин.	47.0	95.0	14	5,5	7
ЮЖНАЯ ГРАНИЧНАЯ ЗОНА								
1928	декабрь	18	03 ч. 44 мин.	47.5	96.0	14	5,5	—
1571	—	—	—	47.0	99.6	17	7,8	11
1933	март	23	17 ч. 38 мин.	45.7	104.2	15	6,2	8
ВОСТОЧНАЯ ГРАНИЧНАЯ ЗОНА (С ЮГА НА СЕВЕР)								
1963	апрель	23	02 ч. 51 мин.	46.7	103.5	13	5,3	7
1954	ноябрь	9	14 ч. 42 мин.	47.0	101.0	13	—	—
1932	июнь	2	19 ч. 45 мин.	47.7	102.4	13	5,0	—
1975	октябрь	27	16 ч. 19 мин.	47.8	102.9	13	4,9	—
1975	ноябрь	9	17 ч. 45 мин.	47.8	103.0	13	4,9	—
1967	январь	5	00 ч. 15 мин.	48.1	102.9	17	7,8	11
1967	январь	20	01 ч. 57 мин.	48.1	103.1	15	7,0	—
1974	декабрь	18	07 ч. 55 мин.	48.3	103.2	14	5,6	7
1967	январь	5	00 ч. 42 мин.	48.4	103.1	14	5,7	—

Юго-западное побережье Охотского моря в районе Шантарских островов. Снимок из космоса



102,9° в. д. M=6,2. H=15 км. Сила 9 баллов. Подземный гул. Обвалы в горах. Трещины на поверхности земли. Разрушения построек. Площадь, охваченная семибалльным сотрясением, — 5 тыс. км², четырехбалльным — 8 тыс. км² (*Хилько и др.*, 1985).

З е м л е т р я с е н и е М о г о д с к о е, 1967 г., 5 января, 00 ч. 15 мин. Эпицентр в массиве Бургэт-Нуру, у пос. Могод. 48.1° с. ш., 102.9° в. д. M=7,8. H=25 км. Сила 11 баллов. Многочисленные афтершоки — более 2500 за год. Сильный (M=7,0) афтершок 20 января 1967 г. (01 ч. 57 мин., 48.1° с. ш., 103.1° в. д.). Обвалы в горах. Разломы на поверхности земли длиной до 45 км. Смещение блоков по разломам. Площадь, охваченная десятибалльным сотрясением, — 2 тыс. км², четырехбалльным — 19 тыс. км². Разрушения построек (*Хилько и др.*, 1985).

Хэнтэйско-Забайкальская горная система. Она протягивается на 1 тыс. км от Хангая до Станового хребта и образована дугами хребтов Хэнтэйско-Борщовочного (2523 м), Даурского (1526 м), Олёкминского Становика (1815 м), Яблонового (1706 м), Черского (1644 м). На северо-востоке к ним примыкает Витимское плоскогорье. Хребты представляют собой сводово-блоковые поднятия северо-восточного простирания, ограниченные глубинными разломами. Вдоль разломов расположены узкие длинные приразломные впадины «забайкальского» типа (*Флоренсов*, 1960). С разломами связаны мелкофокусные, преимущественно слабые землетрясения. Реже происходят и более сильные сейсмические толчки, обусловленные сдвиговыми деформациями вдоль разломов (см. табл. 270).

З е м л е т р я с е н и е С е л е н г и н с к о е, 1980 г., 2 октября, 01 ч. 12 мин. Эпицентр в долине р. Селенги, на перемычке между Верхне- и Нижнеоронгойскими тектоническими впадинами. 51.6° с. ш., 107.0° в. д. M=5,1. H=15 км. Сила 7 баллов. Повреждения зданий. Небольшие обвалы в горах. Землетрясение ощущалось на территории 160 тыс. км² в южной части Бурятской АССР (*Голенецкий и др.*, 1983).

Тукурингра-Джагдинская горная система. Она протягивается приблизительно на 500 км и образует восточное окончание Монголо-Охотского пояса новейшей активизации континентальной литосферы. Горная система состоит из хребтов Янкан (1381 м), Тукурингра (1606 м), Соктахан (1471 м), Джагды (1593 м). С севера эта горстовая горная цепь ограничена системой глубинных разломов, по которым она граничит с грабенами Верхнезейской и Удской впадин. Восточное продолжение этой горной системы образовано совокупностью впадин и хребтов на юго-западном побережье Охотского моря. Это впадины Удской губы, Тугурского и Ульбанского заливов, разделяющие их горные кряжи Аль-

ского хребта и Тугурского п-ова. С юга она по системе глубинных разломов граничит с Амуро-Зейской впадиной. Горстовые горные хребты Тукурингра-Джагдинской горной системы представляют собой выжатые вверх приразломные литосферные блоки (*Соловьев*, 1976, 1980; *Парфенов и др.*, 1987). С граничными разломами связаны слабые и сильные мелкофокусные землетрясения. В ряде мест имеются палеосейсмодислокации (см. табл. 271).

Некоторые землетрясения достигали большой силы.

Таблица 270

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,*	*Долгота,*	*Энергетический класс (K)*	*M*	*Сила*
ХЭНТЭЙСКИЕ ГОРЫ								
1947	декабрь	7	17 ч. 36 мин.	47.8	106.7	12	4,7	6
1951	январь	1	03 ч. 08 мин.	47.7	109.9	14	5,8	8
1924	апрель	4	22 ч. 10 мин.	43.8	110.0	13	5,0	—
1959	декабрь	31	02 ч. 49 мин.	43.0	110.0	12	4,2	—
1977	февраль	5	08 ч. 57 мин.	45.9	111.5	12	4,5	—
1965	ноябрь	9	15 ч. 36 мин.	49.6	111.8	12	4,0	—
1970	сентябрь	3	18 ч. 59 мин.	49.7	114.0	13	4,5	—
ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ								
1979	июль	14	06 ч. 09 мин.	49.6	116.6	12	—	—
1979	февраль	6	14 ч. 15 мин.	48.6	116.7	14	4,7	—
ДЖИДИНСКО-КЯХТИНСКИЙ РАЙОН								
1915	сентябрь	25	20 ч. 34 мин.	50.5	105.0	14	5,5	7
1957	февраль	6	20 ч. 35 мин.	50.0	105.5	15	6,5	9
1929	май	10	11 ч. 18 мин.	50.2	106.3	14	5,6	8
ЯБЛОНОВЫЙ ХРЕБЕТ								
1935	март	2	05 ч. 51 мин.	51.5	108.4	14	5,3	7
1885	ноябрь	16	20 ч. 50 мин.	51.3	108.1	16	6,2	8
МАЛХАНСКИЙ ХРЕБЕТ								
1934	октябрь	15	08 ч. 18 мин.	50.9	109.9	—	5,6	8
НИЖНЕАРГУНСКИЙ ХРЕБЕТ								
1963	июнь	22	20 ч. 52 мин.	53.1	121.2	13	5,1	7
ОЛЁКМИНСКИЙ СТАНОВИК								
1976	ноябрь	24	18 ч. 33 мин.	54.1	122.0	13	—	7

Таблица 271

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,*	*Долгота,*	*Энергетический класс (K)*	*M*	*Сила*
1974	ноябрь	21	02 ч. 35 мин.	54.2	124.0	12	—	—
1980	февраль	25	23 ч. 50 мин.	54.8	125.2	12	5,5	—
1969	сентябрь	20	12 ч. 27 мин.	54.6	125.4	13	5,5	—
1973	ноябрь	2	07 ч. 31 мин.	54.4	125.4	14	5,7	8
1978	июнь	30	11 ч. 57 мин.	53.9	125.9	12	—	—
1977	июль	20	00 ч. 32 мин.	54.6	126.2	12	—	—
1972	июнь	13	10 ч. 45 мин.	54.9	126.4	14	5,6	7
1911	август	8	—	53.8	127.2	—	—	7
1977	август	16	15 ч. 15 мин.	53.8	128.8	12	—	—
1978	январь	12	04 ч. 24 мин.	54.2	131.9	12	—	—
1975	июнь	29	12 ч. 24 мин.	53.5	132.1	13	5,4	—

Землетрясение Гилюйское, 1972 г., 13 июня, 10 ч. 45 мин. Эпицентр в северной разломной зоне хр. Тукурингра. 54.9° с. ш., 126.4° в. д. M=5,6. H=10 км. Сила 7—8 баллов. Подземный гул. Слабые повреждения зданий. Сотрясения ощущались на территории 90 тыс. км^2 (*Николаев и др.,* 1979).

Землетрясение Зейское, 1973 г., 2 ноября, 07 ч. 31 мин. Эпицентр в южной разломной зоне хр. Тукурингра, в 120 км северо-западнее гор. Зея. 54.4° с. ш., 125.4° в. д. M=5,8. H=20 км. Сила 8 баллов. Землетрясение ощущалось на территории 100 тыс. км^2. Подземный гул. Обвалы в горах. Взламывание льда на водоемах и реках. Повреждения зданий. Семибалльные сотрясения на территории 2800 км^2, трехбалльные — на территории 51 тыс. км^2. Общая площадь ощутимых сотрясений 101 тыс. км^2 (*Семенов, Авдеев,* 1975; *Николаев и др.,* 1979; *Солоненко,* 1979).

Землетрясение Огоронское, 1977 г., 16 августа, 13 ч. 56 мин. Эпицентр в северной разломной зоне на восточном конце хр. Соктахан, близ оз. Огорон. 54.0° с. ш., 128.8° в. д. M=5,4. H=10 км. Сила 8 баллов. Сильные афтершоки до сентября 1977 г. Площадь семибалльной изосейсты 1177 км^2, трехбалльной — 25 694 км^2. Землетрясение ощущалось на территории 53 тыс. км^2. Подземный гул. Обвалы. Повреждения зданий (*Николаев и др.,* 1979; *Парфенов и др.,* 1987; *Видовский и др.,* 1981).



Раздел шестой

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Континентальные окраины — обширные области взаимодействия процессов формирования континентальной и океанической литосферы. Это взаимодействие в разных регионах разное, но его можно свести к двум типам процессов — западнотихоокеанскому и атлантическому.

Западнотихоокеанский тип развития континентальных окраин характерен отдаленным воздействием процессов поддвига океанической литосферы под островные дуги и окраинные моря. На континентальных окраинах западнотихоокеанского типа происходит формирование континентальной литосферы при систематическом ее сжатии путем перемещения островодужных и окраинноморских структур в сторону океана. Для тектоники и сейсмичности таких континентальных окраин характерно наличие древних шовных зон — бывших зон поддвига океанической литосферы.

Континентальные окраины атлантического типа называют «пассивными» (*Pitman, Walter,* 1983). Они формируются в условиях растяжения и раздвижения континентальной литосферы вследствие раздвижения литосферы океанической. При этом происходят трансформация напряжений, разламывание литосферы системами грабенов и последующее их сжатие.

Следует, однако, отметить, что рифтообразование происходит и на западнотихоокеанских континентальных окраинах (Северо-Восток России, Китай).

Часть первая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИТИХООКЕАНСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН АЗИИ

Притихоокеанские континентальные окраины Азии представляют собой совокупность многих разновозрастных блоков и микроплит, образующих в своей совокупности периферию Северо-Американской (на северо-востоке Азии) и Евразийской литосферных плит. Границу между этими литосферными плитами проводят по разломам горной системы хр. Черского. Далее на северо-запад эта граница плит условно продолжается в море Лаптевых до окончания подводного хребта в Северном Ледовитом океане (*Парфенов и др.,* 1987). Имеются и другие варианты этой границы.

Притихоокеанские континентальные окраины Азии образуют субмеридиональный пояс мезозойской и кайнозойской переработки древней континентальной литосферы. На севере этого пояса преобладало формирование мезозойских складчатых новообразований, а на юге — переработка домезозойских складчатых сооружений. В обоих случаях важную роль играли своеобразные процессы рифтообразования, оказавшие существенное влияние на сейсмичность территорий. Так, некоторые исследователи выделяют суперрегиональный Восточно-Азиатский грабеновый пояс кайнозойского возраста. Он протягивается от Чукотского п-ова на севере до Сиамского залива на юге (*Варнавский, Малышев,* 1986). Пояс этот имеет ширину от 300 км до 1 тыс. км. В его пределах прослеживается несколько систем грабенов, к которым приурочены очаги землетрясений. Можно выделить Верхояно-Чукотскую, Приамурско-Приморскую и Китайско-Корейскую сейсмические панрегиональные структуры.

←

Восточно-Азиатская система активных континентальных окраин

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ

Верхояно-Чукотская горная система образует крайнюю западную территорию Северо-Американской литосферной плиты. Эта территория сложена многими относительно небольшими подвижными разновозрастными блоками, сочленяющимися по активным разломам. Все это обусловливает сейсмичность рассматриваемой территории.

Панрегиональная Верхояно-Чукотская горная система расположена между восточным краем Сибирской платформы и впадинами морей Лаптевых и Восточно-Сибирского на севере, Охотского и Берингова на юге. В позднем мезозое она вступила в орогенный этап развития. В Верхоянской и Яно-Индигирской зонах в это время произошло сильное горизонтальное сжатие литосферы, ее скучивание и формирование крупных складчато-глыбовых поднятий. В соседних с ними зонах произошло растяжение литосферы и заложение Предверхоянского прогиба на краю Сибирской платформы, Момо-Зырянской и Омолонской впадин в обрамлении Колымо-Омолонского приподнятого блока.

После тектонической паузы в палеогене тектоническая активизация литосферы возобновилась в неогене — миоцене. Стали контрастно подниматься блоковые хребты и опускаться приразломные впадины. Эти процессы продолжаются и сейчас, что обусловливает частые и сильные землетрясения (*Баранова,* 1967; ***Казьмин,*** 1984).

Сейсмические процессы сосредоточены в нескольких полирегиональных структурах Верхояно-Чукотской горной системы. Можно выделить Анюйско-Чукотскую, Индигирско-Колымскую, Верхоянскую и Северо-Охотскую сейсмические зоны. В каждой из них землетрясения отличаются своеобразием, но везде они мелкофокусные.

Анюйско-Чукотская горная система — сложное сочетание горстовых хребтов северо-западного простирания с разделяющими их впадинами-грабенами. Разломы представляют собой крутопадающие надвиги, взбросы и сдвиги. Наиболее крупными хребтами являются: Экиатапский (Эквыватапский, 1522 м), Анюйский (1735 м), Олойский (1797 м), а также Анадырское плоскогорье. Анюйские хребты слабосейсмичны. Землетрясения происходят главным образом по разломам прибрежной части Чукотки. За период с 1966 по 1979 г. на Чукотке произошло 2694 землетрясения. Из них сильных только три (*Лазарева,* 1982). Все землетрясения мелкофокусные. (см. табл. 272).

В качестве типичных для Чукотки землетрясений можно отметить два из них в 1971 г.

З е м л е т р я с е н и е Э г в е к и н о т с к о е, 1971 г., 22 августа, 15 ч. 12 мин. Эпицентр в заливе Креста близ пос. Эгвекинот. 66.2° с. ш., 179.0° з. д. M=3,7. H=10 км. Сила 5 баллов. Подземный гул. Сотрясения зданий (*Лазарева,* 1975).

З е м л е т р я с е н и е Н е ш к а н с к о е, 1971 г., 5 октября, 01 ч. 41 мин. Эпицентр в Чукотском море на разломах близ Колючинской губы-залива, в районе пос. Нешкан. 67.4° с. ш., 172.8° з. д. M=5,0. H=13 км. Сила 7 баллов. Подземный гул. Камнепады. Сотрясения зданий (*Лазарева,* 1975).

Полирегиональная тектоническая структура **Индигирско-Колымской горной системы** образована горными хребтами: Момским (2533 м), Черского (3147 м), Тас-Кыстабыт (2341 м). Между хребтами Момским и Черского расположен рифт Момско-Селенняхской межгорной впадины. Момско-Селенняхский рифт является континентальным продолжением срединно-океанического рифта хр. Гаккеля. Рифт образован многочисленными грабенами, горстами, сдвигами. Между хребтами Черского и Тас-Кыстабыт расположена Нерская межгорная впадина-грабен. Эти струк-

Таблица 272

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта,* *° с. ш.*	*Долгота,* *° в. д.*	*M*	*H,* *км*
1928	февраль	21	19 ч. 49 мин.	66.5	173.0	6,9	33
1928	февраль	24	14 ч. 10 мин.	66.2	173.4	6,3	33
1928	февраль	26	01 ч. 19 мин.	66.7	172.0	6,4	33
1928	май	1	18 ч. 55 мин.	66.8	172.0	6,2	—
1933	сентябрь	7	22 ч. 39 мин.	62.0	178.0	5,7	—
1957	сентябрь	27	04 ч. 59 мин.	64.2	178.2	5,7	33
1971	октябрь	5	01 ч. 41 мин.	67.4	172.8	5,0	13



Механизм очагов землетрясений в хребте Черского (по Л. Парфенову и др.)

туры сейсмичны. С их разломами связаны очаги мелкофокусных слабых и сильных землетрясений. За последние 70 лет в системе хр. Черского и ее северо-западного и юго-восточного продолжений произошло более 4 тыс. землетрясений. Однако, по расчетам, сильные (M>6,0) толчки происходят только один раз в 45 лет, а катастрофические — только один раз в 340 лет (*Парфенов и др.*, 1987). Наиболее сейсмичны в хр. Черского его отрезки — блоки хребтов Чибагалах (2449 м) и Улахан-Чистай (3147 м). Повышенной сейсмичностью отличается также и опущенный блок Верхненерской впадины (*Парфенов и др.*, 1988) (см. табл. 273).

Примерами сильных землетрясений могут служить события 1971 и 1979 гг. в Нерской и 1984 г. в Момско-Селенняхской впадинах.

Землетрясение Артыкское, 1971 г., 18 мая, 22 ч. 44 мин. Эпицентр на Нерском разломе в Верхненерской впадине, в 50 км от пос. Артык. 64.0° с. ш., 146.1° в. д. M=7,1. H=16 км. Сила 9 баллов. Подземный гул. Обвалы в горах. Оползни и грязе-каменные лавины объемом до 20 тыс. м^3. Их общий объем 143 тыс. м^3. Повреждения зданий в поселках. Площадь, охваченная землетрясением, 900 тыс. км^2. К концу 1971 г. произошло 1200 афтершоков (*Белый и др.*, 1971; *Козьмин и др.*, 1975).

Землетрясение Нерское, 1979 г., 7 октября, 01 ч. 30 мин. Эпицентр на Нерском разломе, в 120 км юго-восточнее эпицентра Артыкского землетрясения. 64.8° с. ш., 144.2° в. д. Сила 6 баллов. Подземный гул. Камнепады и оползни в горах. Сильные сотрясения зданий в поселках (*Козьмин и др.*, 1982).

Землетрясение Уяндинское, 1984 г., 22 ноября, 13 ч. 53 мин. Эпицентр в Уяндинской локальной молодой впадине, осложняющей Селенняхскую. 68.4° с. ш., 140.8° в. д. M=6,0. H=19 км. Сила 7 баллов. Землетрясение ощущалось на территории 12 тыс. км^2. Сильный подземный гул. Изосейсты ориентированы с северо-востока на юго-запад, т. е. вкрест хр. Черского, вдоль

Таблица 273

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ХРЕБЕТ МОМСКИЙ И МОМСКО-СЕЛЕННЯХСКИЙ ГРАБЕН								
1955	декабрь	10	20 ч. 24 мин.	64.0	152.0	5,2	12	7
1976	январь	21	06 ч. 02 мин.	67.8	140.2	5,2	—	6
СИСТЕМА ХРЕБТА ЧЕРСКОГО								
1913	март	18	01 ч. 21 мин.	63.4	145.8	6,2	20	—
1950				65.0	145.5	5,0	18	6
1962	апрель	19	23 ч. 16 мин.	69.5	138.5	6,2	24	8
1968	сентябрь	9	02 ч. 21 мин.	66.0	142.0	5,0	14	—
1970	июнь	5	10 ч. 32 мин.	63.4	146.0	5,6	18	7
1971	январь	13	17 ч. 24 мин.	61.9	147.1	5,7	24	7
1971	май	18	22 ч. 45 мин.	64.0	146.1	7,1	16	9
1974	июнь	19	03 ч. 10 мин.	63.2	150.9	5,4	13	—
1979	октябрь	7	01 ч. 30 мин.	64.8	144.2	—	—	6
ВЕРХНЕНЕРСКАЯ ВПАДИНА								
1970	июнь	5	10 ч. 32 мин.	63.4	146.0	5,6	18	7
1971	май	18	22 ч. 44 мин.	64.0	146.1	7,1	16	9
1972	январь	13	17 ч. 24 мин.	61.9	147.1	5,7	24	7

Полоусненской системы разломов (*Козьмин,* 1987).

Северо-западное продолжение сейсмического пояса Момско-Селенняхского рифта протягивается по побережью моря Лаптевых через устье р. Омолой, через дельту р. Лены, к устью р. Оленёк (*Имаев, Козьмин,* 1989). Здесь происходят землетрясения. Магнитуды их варьируют от 4,5 до 7,5. Глубины их очагов колеблются от 5 до 23 км.

В очагах в устье р. Омолой происходит сжатие литосферы в направлении северо-восток — юго-запад, а соответственное растяжение ее — в перпендикулярных направлениях. В дельте Лены направление сжатия литосферы в очагах изменяется на меридиональное, а в устье р. Оленёк — на северо-западное — юго-восточное. Соответственно растяжение литосферы в очагах землетрясений изменяется на широтное в дельте Лены, на северо-восточное — юго-западное в устье р. Оленёк. Изменяется и характер деформаций литосферы в очагах землетрясений со взбросовых и надвиговых в устье р. Омолой на сбросовые и сбросово-сдвиговые в дельте Лены и в устье р. Оленёк (*Имаев, Козьмин,* 1989).

Таким образом, по мере продвижения на северо-запад и приближения к рифтам срединного подводного хр. Шмидта — Гаккеля (см. раздел первый) все большее значение приобретают процессы раздвижения литосферы в очагах землетрясений.

Верхоянская горная система. Вдоль восточного края Сибирской платформы от моря Лаптевых до Юдомо-Майского нагорья на 1200 км протягивается панрегиональная структура Верхоянской горной системы. Она имеет в плане форму сигмоиды с флангами: кряж Чекановского на севере и хр. Сетте-Дабан на юге.

Верхоянская горная система образована кулисообразно расположенными хребтами: Чекановского (524 м), Хараулах (1429 м), Орулган (2389 м), Верхоянский (2295 м), Сетте-Дабан (2102 м). От этой главной цепи хребтов ответвляются на восток боковые хребты. Особенно сильное разветвление происходит на юге. Так, первую ветвь юго-западного направления образуют кулисообразно расположенные хребты Скалистый и Горобетахский. Более восточная ветвь образована хребтами Главный (2508 м) и Сунтар-Хаята (2959 м). Ширина Верхоянской горной системы колеблется от 100 до 250 км. С востока она ограничена разломами Яно-Адычанской тыловой впадины, Эльгинского плоскогорья и Оймяконского нагорья. Западной границей горной системы служит надвиговая зона, по которой предгорья Верхоянской системы надвинуты на впадины Предверхоянского прогиба. Предполагают, что Верхоянская горная система представляет собой аналог невулканической островной дуги и возникла вследствие поддвига Сибирской платформы под Верхоянье (*Ушаков, Спектор,* 1982). В этом случае впадины Предверхоянского прогиба являются как бы аналогом преддугового желоба.

Верхоянская горная система разделена крупными поперечными разломами на четыре сектора: Хараулахский, Орулганский, Алданский, Сетте-Дабанский. По разделяющим их поперечным (трансформным) разломам происходят сдвиги. С продольными и поперечными разломами горной системы связаны мелкофокусные слабые, реже сильные землетрясения (см. табл. 274).

Примером сильного землетрясения в Верхоянской горной системе может служить Булунское.

З е м л е т р я с е н и е   Б у л у н с к о е, 1927 г., 14 ноября, 00 ч. 12 мин. Эпицентр в продольной разломной зоне хр. Огоннер-Тасс, в 130 км юго-восточнее пос. Булун. 69.9° с. ш., 129.9° в. д. M=6,8. H=20 км. Сила 8—9 баллов. Сильные афтершоки. Подземный гул. Обвалы в горах (*Кочетков,* 1966).

Северо-Охотский пояс новейшей активизации литосферы протягивается на 2 тыс. км по северному побережью Охотского моря. Он охватывает хребты Джугджур и Колымский с прилегающими к ним частями Нерского и Колымского нагорий. Пояс имеет сложное геологическое строение. Вдоль берега Охотского моря протягивается Кони-Тайгоносская складчатая зона. На ней расположен Челомджа-Ямской глубинный разлом, протянувшийся на 800 км вдоль берега Охотского моря. С ним

связаны сильные землетрясения. Близ Охотского моря Северо-Охотский пояс совпадает с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом мел-палеогенового возраста. Ему соответствует Охотско-Анадырское сводовое поднятие.

Нагорья, образующие удаленную от Охотского моря зону Охотского сейсмического пояса, характерны блоковым строением. Глубинные разломы, ограничивающие блоковые хребты, имеют юго-восточное простирание и сочленяются с Челомджа-Ямским разломом с торцовой стороны. Таковы разломы Улахан, Дарпир, Ингяли-Дебинский, Чай-Юреинский, Тенькинский и др. На них образовались приразломные впадины, с которыми связаны очаги землетрясений (см. табл. 275).

Землетрясения Буюндинские, 1979 г., 26 октября, 00 ч. 26 мин. и 18 ноября, 08 ч. 59 мин. Эпицентры на Колымском нагорье на разломе Улахан в Сеймчано-Буюндинской приразломной впадине. 62.3° с. ш., 153.9° в. д. Сила 7 баллов. Подземный гул. Серия афтершоков. Сотрясение силой 3—4 балла ощущалось в Магадане — в 350 км от эпицентра (*Козьмин и др.*, 1982).

Землетрясение Купкинское — Буюндинское, 1981 г., 8 ноября, 21 ч. 56 мин. Эпицентр на разломе Улахан, на междуречье Буюнды и

Таблица 274

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ХРЕБЕТ ЧЕКАНОВСКОГО								
1980	февраль	1	17 ч. 30 мин.	73.3	122.6	5,7	—	7
1956	апрель	11	14 ч. 45 мин.	71.6	126.7	4,5	—	—
ХРЕБЕТ ХАРАУЛАХ								
1927	ноябрь	15	21 ч. 49 мин.	70.5	128.5	5,8	16	—
1928	февраль	3	13 ч. 48 мин.	70.5	128.8	6,2	16	
ХРЕБЕТ ОРУЛГАН								
1927	ноябрь	14	04 ч. 56 мин.	70.1	129.2	6,8	20	9
1928	август	16	07 ч. 37 мин.	70.0	126.0	5,6	16	—
1927	ноябрь	14	00 ч. 12 мин.	69.9	129.9	6,5	20	9
ХРЕБЕТ СЕТТЕ-ДАБАН								
1951	апрель	14	13 ч. 33 мин.	61,3	137.4	6,5	30	8
ЯНО-АДЫЧАНСКАЯ ТЫЛОВАЯ ЗОНА								
1918	ноябрь	30	06 ч. 49 мин.	71.2	134.0	6,2	20	—
1951	февраль	12	17 ч. 22 мин.	65.8	137.0	6,5	18	8
ПРЕДВЕРХОЯНСКИЙ ПРОГИБ								
1957	август	9	18 ч. 34 мин.	62.3	132.0	4,5	14	—
1956	январь	29	09 ч. 45 мин.	61.5	131.5	4,8	12	6

Таблица 275

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1913	март	18	01 ч. 21 мин.	63.4	145.0	6,2	20	—
1970	июнь	5	10 ч. 32 мин.	63.4	146.0	5,6	18	7
1972	январь	13	17 ч. 24 мин.	61.9	147.1	5,7	24	7
1931	октябрь	10	16 ч. 37 мин.	59.3	147.8	6,6	14	—
1931	июль	15	16 ч. 27 мин.	58.9	149.0	6,2	14	—
1924	март	13	10 ч. 42 мин.	63.0	150.0	5,5	15	—
1974	июнь	19	03 ч. 10 мин.	62.2	150.9	4,9	13	—
1936	ноябрь	3	04 ч. 44 мин.	59.0	151.2	5,7	16	8
1955	декабрь	10	20 ч. 24 мин.	64.0	152.0	5,2	12	7

Б. Купки (притоки Колымы). 61.8° с. ш., 153.6° в. д. M=5,5. Сила 7 баллов. Подземный гул. Большое количество афтершоков. Повреждения зданий. Землетрясение ощущалось на территории 180 тыс. км^2 (*Владимирова и др.,* 1982; *Козьмин и др.,* 1984).

По Челомджа-Ямскому разлому тоже происходят сильные землетрясения. Одним из них было событие 3 ноября 1936 г., когда сила толчков достигала 8 баллов (см. табл. 275).

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИАМУРСКО-ПРИМОРСКОЙ СИСТЕМЫ ГОР И ВПАДИН

Приамурско-Приморская система гор и впадин расположена между восточным концом Монголо-Охотского активизированного пояса и северной границей Китайско-Корейской подвижной платформы. Она протягивается с севера на юг на 1200 км. Это область сложного взаимодействия процессов развития впадины Японского окраинного моря и формирования окраинно-континентальных мезозойско-кайнозойских складчато-глыбовых гор и межгорных впадин.

В Приамурско-Приморской панрегиональной системе можно выделить следующие полирегиональные тектонические структуры: Турано-Буреинскую систему гор и впадин, Сунгари-Амурскую и Эворон-Чукчагирскую систему впадин, Сихотэ-Алиньскую горную систему, Ханкайскую депрессию.

Турано-Буреинская система гор и впадин. Между восточным кольцом Монголо-Охотского активизированного пояса и Китайской платформой расположена сложная система гор и впадин. На севере это сводообразное поднятие из глыбовых хребтов преимущественно северо-восточного простирания. Сюда входят хребты: Турана (1861 м), Буреинский (2072 м), Дуссе-Алинт (2395 м), Ям-Алинт (2295 м), Баджальский (2640 м), Куканский (1381 м), Джаки-Унахта-Якбыяна (1682 м) и др.

Западная часть этой сводообразной группы хребтов развивалась на Буреинском древнем массиве, а восточная — на мезозойских складчатых структурах. С востока эта горная система ограничена Сунгари-Амурской, а с юга — Амуро-Зейской впадинами. Глыбовые хребты ограничены разломами северо-восточного простирания, с которыми связаны землетрясения (см. табл. 276).

Примером сильного землетрясения может служить Баджальское.

З е м л е т р я с е н и е Б а д ж а л ь с к о е, 1970 г., 29 августа, 14 ч. 59 мин. Эпицентр в хр. Баджальском, в 150 км западнее Комсомольска-на-Амуре. 51.1° с. ш., 135.1° в. д. M=5,5. H=10 км. Сила 7 баллов. Легкие повреждения зданий (*Оскорбин и др.,* 1973).

Землетрясения **Сунгари-Амурской и Эворон-Чукчагирской межгорных впадин.** Эти межгорные впадины расположены между Турано-Буреинской и Сихотэ-Алиньской горными системами и протягиваются на 2 тыс. км при ширине 100—150 км. Южная часть этой системы впадин находится в Маньчжурии. Впадины имеют сложное строение днища с грабенами и горстами, погребенными под мощной толщей олигоценовых и неогеновых рыхлых отложений.

С разломами на днище впадин связаны слабые землетрясения. Сравнительно редко происходят землетрясения большой силы, приуроченные к бортам впадин (см. табл. 277).

Сихотэ-Алинь. Мезозойская на востоке и палеозойская на западе складчато-глыбовая структура Сихотэ-Алиня расположена вдоль берега Японского моря на протяжении около 1400 км. Ее ширина достигает 200—300 км. Складчатая структура Сихотэ-Алиня образована

Таблица 276

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1956	апрель	9	02 ч. 16 мин.	49.0	130.5	5,0	20	6
1907	октябрь	3	12 ч. 09 мин.	48.0	132.2	5,2	22	7
1970	август	29	14 ч. 59 мин.	51.1	135.1	5,5	10	7

Главным антиклинорием и Главным синклинорием, Прибрежной антиклиналью на востоке и Бикинской тектонической зоной на западе. Продольными разломами сводовое поднятие Сихотэ-Алиня подразделено на Восточный, Центральный и Западный блоки. Главные антиклинальная и синклинальная структуры контактируют по зоне Центрального тектонического шва Сихотэ-Алиня. Кроме него выделяют Прибрежный, Западный, Даубихинский и Алчалский глубинные тектонические швы. С ними связаны слабые мелкофокусные землетрясения. Более сильные мелкофокусные землетрясения приурочены к отдельным отрезкам северо-восточной части Прибрежного шва и юго-западной части Западного шва (см. табл. 278).

Землетрясение Ванинское, 1968 г., 19 сентября, 04 ч. 58 мин. и 05 ч. 01 мин. Эпицентры на берегу Татарского пролива у пос. Ванино. 49.1° с. ш., 140.3° в. д. M=4,8—5,0. H=22 км. Сила 6 баллов. Подземный гул. Много афтершоков. Повреждения зданий (*Оскорбин, Поплавская,* 1972).

Ханкайская депрессия и Южное Приморье. Между Сихотэ-Алинем и горами Восточно-Маньчжурского сводового поднятия расположена Уссурийско-Ханко-Суйфунская депрессия, которая соответствует погруженному древнему Ханкайскому массиву. Грабен этой депрессии граничит с Сихотэ-Алинем по разломной Западной зоне Сихотэ-Алиня. С ней связаны землетрясения (см. табл. 279).

Таблица 277

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
РАЙОН КОМСОМОЛЬСКА-НА-АМУРЕ								
1904	май	25	19 ч. 26 мин.	50.2	137.0	4,7	15	6
РАЙОН ХАБАРОВСКА								
1883	август	3	—	48.3	134.8	3,7	10	5
РАЙОН ПОС. ЛОБЭЙ В МАНЬЧЖУРИИ								
1988	октябрь	4	06 ч. 15 мин.	47.8	131.1	5,0	10	7
ВПАДИНА СУН								
1941	май	6	—	46.6	127.0	—	—	8

Таблица 278

Землетрясения Прибрежной зоны Сихотэ-Алиня у Татарского пролива

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1895	июнь	14	06 ч. 59 мин.	51.7	140.5	4,2	15	5
1968	сентябрь	19	04 ч. 58 мин.	49.1	140.3	4,8	22	6
1968	сентябрь	19	05 ч. 01 мин.	49.4	140.4	5,0	22	6

Таблица 279

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1867	июнь	24	05 ч. 12 мин.	43.4	133.3	3,7	10	5
1933	сентябрь	19	04 ч. 46 мин.	43.2	133.0	4,5	4	7
1950	декабрь	10	12 ч. 41 мин.	43.6	132.5	4,1	14	5
1962	август	15	10 ч. 07 мин.	45.1	133.1	5,0	30	6
1962	сентябрь	1	14 ч. 20 мин.	43.1	133.1	2,7	1	7
1971	декабрь	18	10 ч. 49 мин.	43.1	133.2	4,1	4	8
1980	декабрь	7	02 ч. 35 мин.	45.0	135.2	4,7	30	—

З е м л е т р я с е н и е Х а н к а й с к о е, 1967 г., 15 августа, 15 ч. 36 мин. Эпицентр в районе оз. Ханка. 44.7° с. ш., 132.3° в. д. М=5,0. Н=10 км. Сила 8 баллов. Подземный гул. Афтершоки силой до 6 баллов. Повреждения зданий. Изменение уровня воды в колодцах (*Черемных,* 1972).

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КИТАЙСКО-КОРЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Литосфера Китайско-Корейской окраинно-континентальной подвижной платформы претерпела сильную мезозойскую и кайнозойскую активизацию. В мезозое она была раздроблена разломами на блоки, подверглась мощному воздействию гранитоидного магматизма. Широкое развитие получили процессы рифтообразования. Возникавшие грабены заполнялись осадками.

В кайнозое, в том числе на новейшем (олигоцен-четвертичном) этапе развития, произошли поднятия блоков, развитие старых и заложение новых рифтов. Обособилось сводовое поднятие Корейского п-ова, сформировались рифтовые системы: Восточно-Китайская, Фэнвей, Западно-Ордосская и др. В четвертичном периоде литосфера на территории Северного и Северо-Восточного Китая подверглась сжатию в западно-юго-западном направлении. Это обусловило растяжение литосферы и движение блоков платформы в северо-западном и юго-западном направлениях, развитие грабенов, землетрясения. Эти процессы продолжаются и в настоящее время, что обусловливает землетрясения (*Хаин,* 1979; *Сунь Вэньбин, Хэ Юэши, Ли Инбо,* 1985). Территория, охваченная отдаленным воздействием поддвига Тихоокеанской литосферной плиты под Евразию, ограничена координатами 32—46° с. ш. и 114° в. д.

Южная часть Китайской платформы развивалась несколько обособленно от северной ее части. Она испытывала отдаленное воздействие поддвига Филиппиноморской плиты. Вследствие этого происходило региональное сжатие литосферы в направлении запад-северо-запад (*Ли Жунчуань, Хань Сяогуан,* 1984). Границу между северной и южной частями Китайской платформы проводят по системе субширотных разломов вдоль нижнего течения р. Янцзы.

Юго-западная часть платформы находится в сфере отдаленного воздействия поддвига Индостанской плиты под Евразийскую. Здесь, на юго-западной разломной границе, происходило формирование мезозойских складчатых структур. На новейшем этапе развития произошло дробление края платформы. С этими процессами связаны землетрясения в провинциях Сычуань и Юньнань.

На юго-востоке платформы, по берегам Южно-Китайского моря и Тайваньского пролива, тоже развивались мощные разломы. По ним и сейчас происходят сильные мелкофокусные землетрясения.

На Китайско-Корейской панрегиональной платформенной структуре можно выделить несколько полирегиональных разломных систем, обусловливающих землетрясения.

П-ов Корея имеет длину 830 км, ширину 200—300 км. Он представляет собой краевой блок Китайско-Корейской платформы. Это сводовое поднятие, разбитое большим количеством разломов северо-восточного и северо-западного простираний. На новейшем этапе развития произошли сильные опускания в прибрежных частях Японского и Желтого морей (*Кобаяси,* 1959). Они сопровождались поднятиями блоков по оси полуострова вдоль восточного побережья. Здесь сформировались горные хребты: Собэксан (1915 м), Пуктэбон (1452 м), Тэбэксан (1708 м), Кёнсан (1573 м). По разломам северо-восточного простирания образовались поперечные к хребтам грабены, заполненные рыхлыми породами (например, Вонсан-Чхорвонский грабен). По разломам происходят частые землетрясения с малой глубиной очагов (см. табл. 280).

Землетрясения, эпицентры которых расположены в Японском море полосой вдоль северо-восточного побережья Кореи, имеют очаги на глубинах 397—600 км (см. табл. 281, составленную по данным *Сунь Вэнбин, Хэ Юэши, Ли Инбо,* 1985).

В очагах этих глубокофокусных землетрясений, происходящих при поддвиге Тихоокеанской плиты, преобладают сдвиговые деформации литосферы по азимуту 85—110°, что соответствует направлению погружения Тихоокеанской плиты (азимут 280—285°). Территория Северо-Восточного Китая, охваченная воздействием этого поддвига, ограничена координатами 32—46° с. ш., 14° в. д. На поверхности земли глубокофокусные землетрясения Кореи проявляются слабо, хотя магнитуды их достаточно большие.

Мелкофокусные землетрясения, связанные с разломами западного побережья Кореи, имеют очаги, расположенные на глубинах 10—50 км. При больших магнитудах они проявляются на поверхности земли сильно. Примером служит событие 1936 г.

З е м л е т р я с е н и е Ю ж н о - К о р е й с к о е, 1936 г., 3 июля. Эпицентр в юго-западной части хр. Собэксан. 35.2° с. ш., 127.6° в. д. M=7,0. H=10 км. Сила 9 баллов. Сильные разрушения зданий. Сотрясения охватили весь южный конец п-ова Корея (*Рустанович и др.*, 1961).

Сильное мелкофокусное з е м л е т р я с е н и е произошло 26 февраля 1960 г. в 6 ч. в р а й о н е П х е н ь я н а. Его сила достигала 7 баллов при глубине очага 10 км, но площадь распространения сотрясений была небольшой. В этом районе и ранее неоднократно происходили сильные мелкофокусные землетрясения. На разломах побережья

Таблица 280

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*
ЗАПАДНОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ					
1937	март	15	38,5	125.7	7,0
1952	август	19	38.5	126.5	6,3
1937	январь	24	37.7	126.8	7,0
1906	апрель	6	37.7	126.2	6,0
РАЗЛОМНАЯ ЗОНА ХРЕБТА СОБЭКСАН					
1938	июль	19	36,8	128.6	7,0
1935	декабрь	7	36.3	128.5	7,0
1938	июль	20	35.4	127.9	7,0
1936	июль	3	35.2	127.6	9,0
КОРЕЙСКИЙ ПРОЛИВ					
1936	октябрь	26	34.5	128.5	6,0

Таблица 281

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1940	июль	10	13 ч. 50 мин.	44.90	130.40	7,2	560
1949	апрель	5	09 ч. 27 мин.	43.00	131.00	7,2	550
1954	ноябрь	9	05 ч. 56 мин.	41.20	131.80	6,8	500
1960	октябрь	8	05 ч. 53 мин.	40.00	129.70	6,7	600
1967	апрель	24	23 ч. 13 мин.	42.40	131.00	6,0	550
1969	март	3	19 ч. 25 мин.	38.49	134.52	5,7	397
1969	апрель	10	14 ч. 54 мин.	42.10	131.06	5,2	547
1973	сентябрь	10	07 ч. 43 мин.	42.80	131.10	5,8	552
1973	сентябрь	29	00 ч. 44 мин.	41.93	130.99	6,3	567
1975	июнь	29	10 ч. 38 мин.	38.79	130.09	6,1	549
1976	апрель	11	13 ч. 03 мин.	42.81	131.06	5,0	542
1977	февраль	3	21 ч. 32 мин.	42.90	131.07	4,9	520
1977	октябрь	12	00 ч. 46 мин.	41.73	133.73	4,4	448
1978	июль	3	21 ч. 02 мин.	43.21	130.90	4,9	524
1978	июнь	15	03 ч. 19 мин.	43.41	135.45	5,2	365
1978	октябрь	21	02 ч. 36 мин.	41.27	135.54	5,1	362
1979	январь	31	12 ч. 36 мин.	42.79	131.21	5,5	536

Корейского пролива, в районе Пусана и Кенчжу, происходили девятибалльные мелкофокусные землетрясения. По летописям они отмечены в 34, 471, 664, 780, 1643, 1601, 1700 гг. (*Рустанович и др.*, 1961).

Восточно-Китайская рифтовая система. Как уже отмечалось, в восточной части Китайской подвижной платформы мел-палеогеновая и новейшая активизация привели к формированию Восточно-Китайской рифтовой системы. Она протягивается на 1500 км от грабена Ляохэ на севере до нижнего течения Янцзы. Ширина этой рифтовой системы достигает 400—500 км в результате развития многих ветвей грабенообразных впадин, заполненных рыхлыми породами.

Восточно-Китайскую рифтовую систему можно подразделить на восточную и западную части.

Восточная часть Восточно-Китайской рифтовой системы включает впадины-грабены Ляохэ, заливов Ляодунского и Бохайвань, впадину Хехуай (район Пекина, Тяньцзиня, Таншаня), впадину нижнего теченя Хуанхэ, впадину нижнего течения Янцзы.

В районе Пекина, Тяньцзиня, Таншаня имеется сложная система разломов, ограничивающих молодые грабены-впадины. С ними связаны сильные землетрясения с неглубокими очагами. Так, Пекин испытал восьмибалльные сейсмические толчки в 1057, 1337, 1484, 1536, 1658, 1665, 1730 гг. Особенно разрушительным было землетрясение Саньхэ-Пингу 2 сентября 1679 г. Эпицентр в 25 км северо-восточнее Пекина. 40.0° с. ш., 116.7° в. д. Сила 10 баллов. С 1730 г. в районе Пекина наступило сейсмическое затишье (*Горшков,* 1960; *Press,* 1975).

С продольными главными разломами восточной части Восточно-Китайской рифтовой системы на всем ее протяжении связаны землетрясения. Данные о некоторых из них приводятся в таблице (*Ван Суюнь, Сюй Чжунхуай,* 1985). Время указано пекинское (см. табл. 282).

Примерами особо разрушительных землетрясений служат Хайченское и Таншаньское.

Землетрясение Хайченское, 1975 г., 4 февраля, 19 ч. 36 мин. Эпицентр в районе гор. Хайчена на разломе Чинчжоу, ограничивающем впадину Ляохэ с востока. 40.8° с. ш., 122.5° в. д. M=7,3. Сила 9 баллов. Разрушено более 90% домов в Хайчене, более 900 деревень. Массовое повреждение плотин, мостов, каналов и дорог. Погибли несколько сот человек. Относительно небольшое число жертв при массовых разрушениях домов объясняется заблаговременной эвакуацией населения (*Adams,*1976; *Болт,* 1981; *Shengcong, Tatsuoka,* 1984).

Землетрясение Таншань, 1976 г., 27 июля, 19 ч. 43 мин. Эпицентр на северной разломной границе впадины Хехуай близ гор. Таншань (провинция Хэбэй). 39.9° с. ш., 118.0° в. д. M=7,8. H=30 км. Сила 10 баллов. Сильные афтершоки 28 июля в 10 ч. 45 мин. и в 15 ч. 36 мин. с магнитудами соответственно 7,5 и 6,0. Разрывы на поверхности земли. Сильные разрушения зданий в Таншане, Тяньцзине, Пекине. Пожары. Погибли 655 тыс. человек, из них в Таншане 240 тыс. Ранены 780 тыс. человек, из них в Таншане 80 тыс. Остались без крова более 1 млн человек (*Butler et al.,* 1979; *Gere Shah,* 1981; *Shengcong, Tatsuoka,* 1984). Общий ущерб от землетрясения составил 5 млрд юаней (газета «Социалистическая индустрия», 1 августа 1986 г.).

Таблица 282

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1975	февраль	4	19 ч. 36 мин.	40.65	122.80	7,3	12
1969	июль	18	13 ч. 24 мин.	38.20	119.40	7,4	35
1970	август	10	02 ч. 30 мин.	35.63	116.71	4,6	12
1937	январь	8	04 ч. 35 мин.	35.20	115.30	7,0	—
1977	июль	9	16 ч. 43 мин.	34.88	115.73	4,8	25
1979	март	2	15 ч. 20 мин.	33.00	117.30	4,9	11
1973	март	11	08 ч. 40 мин.	31.40	116.20	4,5	6

Южнее, в провинциях Шаньдун, Аньхой, Хэнань, Хубей, Восточно-Китайская рифтовая система пересекается субширотными разломами. В узлах пересечения происходят редкие сильные мелкофокусные землетрясения. Примером служит землетрясение Танченское, 1668 г., 25 июля. Эпицентр в 50 км северо-восточнее гор. Сюйчжоу. 34.6° с. ш., 118.0° в. д. Сила 10 баллов. Сильные разрушения. Примечательно, что в течение сотен лет до этого землетрясения и после него сейсмические явления в данной местности не отмечались (*Горшков,* 1960; *Press,* 1975).

Некоторые исследователи (*Сунь Вэньбин, Хэ Юэши, Ли Инбо,* 1985) полагают, что имеется причинная связь между глубокофокусными землетрясениями в Японском море и мелкофокусными в Северо-Восточном Китае. Так, после сильных глубокофокусных землетрясений, примерно через 6—7 лет, наблюдается усиление сейсмичности в рифтовых зонах Северо-Восточного Китая. Это происходит вследствие восходящих потоков мантийного вещества, возникающих при сильных глубокофокусных землетрясениях.

Западная часть Восточно-Китайской рифтовой системы состоит из многих относительно небольших грабенов. С запада она ограничена субмеридиональной разломной зоной, которая отделяет ее от приподнятых литосферных блоков Внутренней Монголии и провинции Шаньси. С грабенами связаны землетрясения. Данные о них приведены в табл. 283 (*Ван Суюнь, Сюй Джун Хуай,* 1985). Время пекинское.

Примером типичного сильного землетрясения является событие в 1966 г.

Землетрясение Сингтай, 1966 г., 22 марта, 08 ч. 19 мин. Эпицентр в грабене Шулу у пос. Сингтай. 37.53° с. ш., 115.05° в. д. M=7,2. H=10 км. Сила 8 баллов. Разломы на местности. Сдвиги блоков по разломам. Сильные афтершоки (M=6,0) (*Lin Wanqin,* 1983).



Восточно-Китайская сейсмическая рифтовая система. Великая китайская стена

Рифтовая система Фэнвей расположена восточнее Ордосского массива, который представляет собой инверсионную приподнятую на 1,5—2,5 км синеклизу (*Милановский*, 1983). Она прослеживается от р. Санганьхэ в районе гор. Датун (провинция Шаньси) на северо-востоке до гор. Сиань (провинция Шэньси) и далее на юго-запад. Ее длина достигает 1 тыс. км. Система образована мно-

Таблица 283

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1976	июль	28	18 ч. 45 мин.	39.90	118.70	7,1	10
1976	июль	28	03 ч. 42 мин.	39.60	118.20	7,8	16
1976	ноябрь	15	21 ч. 53 мин.	39.40	117.70	6,9	17
1967	март	27	16 ч. 58 мин.	38.50	116.50	6,3	30
1966	март	22	16 ч. 19 мин.	37.53	115.05	7,2	10
1966	март	8	05 ч. 29 мин.	37.35	114.91	6,8	10
1978	июнь	5	21 ч. 25 мин.	35.30	114.01	4,5	22

гочисленными молодыми грабенами длиной от 50 до 150 км и шириной до 50 км. Они сочленяются либо кулисообразно, либо коленообразно. Вся система грабенов Фэнвей имеет в плане форму сигмоиды. Ее юго-западное ответвление обрамляет Ордосский массив по грабену долины р. Вэйхэ с юга. Разломы в грабенах сейсмичны. С ними связаны сильные мелкофокусные землетрясения. Данные о них приведены в табл. 284 (*Ван Суюнь, Сюй Чжунхуай,* 1985). Время пекинское.

В северной части рифтовой зоны Фэнвей происходят редкие сильные землетрясения. Таковы девятибалльные сейсмические толчки 29 января 1038 г., 3 мая 1305 г., 22 ноября 1683 г., 8 октября 1952 г. (*Горшков,* 1960).

Примером современного сильного землетрясения служит событие в 1989 г. Землетрясение Датунское, 1989 г., 18 октября, 14 ч. 57 мин. Эпицентр в 40 км восточнее гор. Датун, в долине р. Санганьхэ. 40.12° с. ш., 113.97° в. д. M=6,1. H=3 км. Большое количество афтершоков. Разрушено более 20 тыс. домов. Погибли 29 человек, ранены 28 человек. Остались без крова более 30 тыс. человек. Сотрясения ощущались на обширной территории до Пекина включительно (сообщение печати; Оперативный сейсмологический каталог ОМЭ ИФЗ АН СССР за октябрь 1989 г.).

Землетрясение Сианьское, 1556 г., 23 января. Эпицентр в субширотном грабене долины р. Вэйхэ, который ограничивает Ордосскую глыбу с юга. 34.6° с. ш., 109.5° в. д. M=8,3. H=24 км. Сила 11 баллов. Землетрясение охватило 212 округов в восьми провинциях. В сельской местности шести округов погибло 60% населения вследствие сплошного разрушения домов в ночное время. Область разрушений имела длину 870 км. Погибли 820 тыс. человек. Это максимальное количество жертв при землетрясениях в Китае (*Горшков,* 1960; *Press*, 1975; *Allen*, 1975; *Гир, Шах,* 1988).

Впоследствии в грабене долины р. Вэйхэ неоднократно происходили сильные землетрясения, приводившие к большим разрушениям.

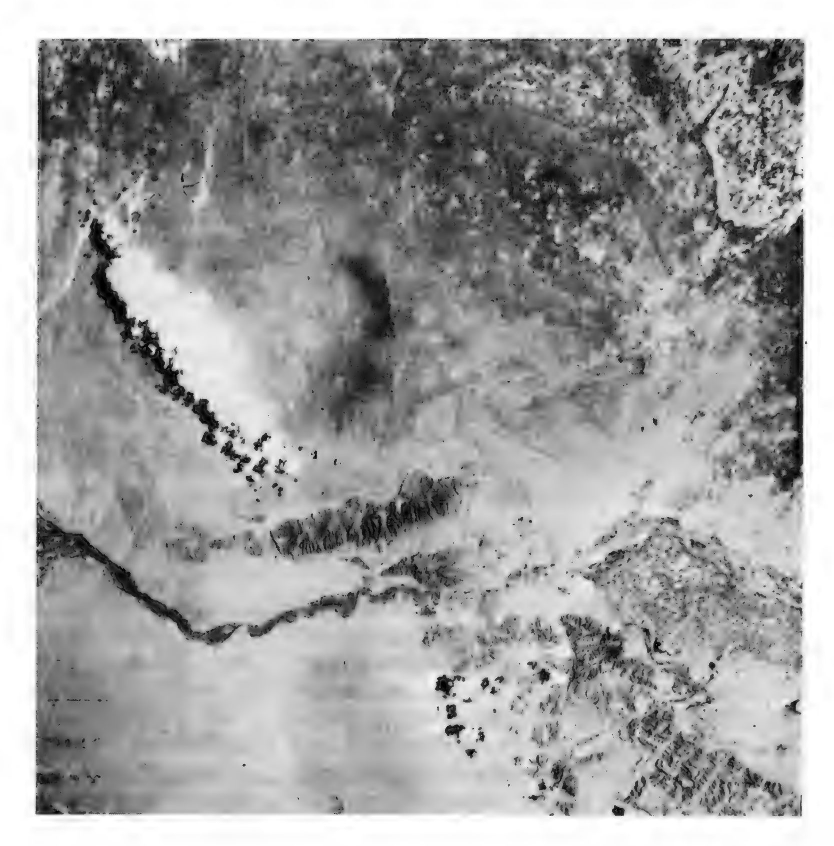
Западно-Ордосский сейсмический пояс. Инверсионная приподнятая синеклиза Ордосского массива ограничена с запада сложной разломной зоной, которая протягивается вдоль массива на 500 км в субмеридиональном направлении и продолжается далее на юг еще на 700 км — до р. Янцзы. Здесь расположено большое количество узких кайнозойских грабенов, образующих сложную систему. От нее ответвляются многочисленные разломы, секущие Ордосский массив. С разломами в грабенах и в боковых ветвях связаны сильные землетрясения (*Ван Суюнь, Сюй Чжунхуай,* 1985) (см. табл. 285). Время пекинское.

Таблица 284

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1976	апрель	8	00 ч. 54 мин.	40.20	112.01	6,2	18
1979	июнь	19	12 ч. 15 мин.	37.01	111.90	5,2	9
1967	декабрь	18	22 ч. 07 мин.	36.50	110.80	5,4	30
1965	январь	13	00 ч. 18 мин.	35.01	111.60	5,5	10
1973	ноябрь	29	21 ч. 36 мин.	32.55	111.51	4,3	9
1979	май	22	06 ч. 46 мин.	31.01	110.47	5,1	16

Таблица 285

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1979	август	25	00 ч. 59 мин.	41.20	108.01	6,0	30
1976	сентябрь	23	04 ч. 07 мин.	39.90	106.40	6,2	20
1962	декабрь	7	17 ч. 36 мин.	38.01	106.03	5,4	25
1971	июнь	28	13 ч. 01 мин.	37.90	106.30	5,1	23
1970	декабрь	3	03 ч. 12 мин.	35.90	105.50	5,5	12
1979	июль	25	20 ч. 55 мин.	34.50	105.37	4,7	—



Китай. Северная часть Западно-Ордосской зоны землетрясений в районе города Хайбованг на реке Хуанхэ. Снимок из космоса

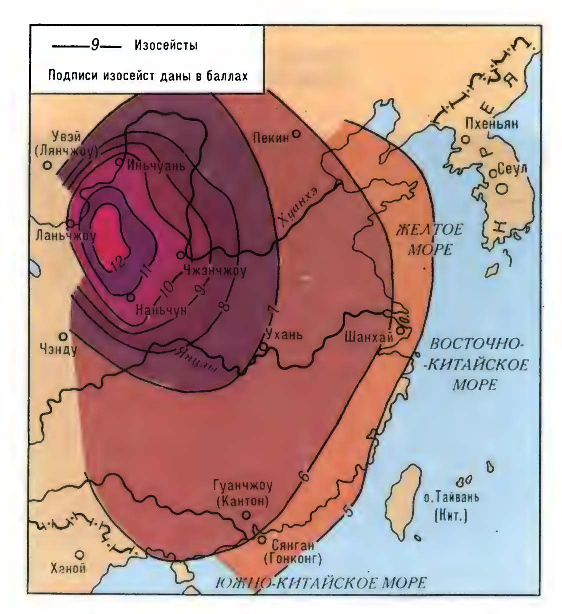
Землетрясения отличаются здесь большой разрушительной силой. Примером особенно сильной катастрофы является событие в 1920 г.

Землетрясение Ганьсу (Хайюань), 1920 г., 16 декабря, 12 ч. 09 мин. (местное время 20 ч. 09 мин). Эпицентр в провинции Ганьсу близ пос. Хайюань, в зоне боковых разломов Западно-Ордосского пояса. 36.6° с. ш., 105.6° в. д. M=8,6. H=50 км. Сила 12 баллов. Плейстосейстовая область имела форму овала с осями 200 и 150 км.

Длинная ось ее была ориентирована по боковому разлому в северо-северо-западном направлении. Главный толчок предварялся форшоками 16 ноября, 4 и 10 декабря 1920 г. За главным толчком последовали многочисленные сильные афтершоки. Площадь, охваченная сотрясениями сильнее 5 баллов, имела величину около 4 млн км^2. Она охватила всю восточную часть Китая. Четырехбалльная изосейста проводится на востоке через Ляодунский залив в Желтом море и через Тайваньский пролив в Восточно-Китайском море.

На поверхности земли повсеместно возникли крупные разломы общей длиной более 200 км. Со склонов возвышенностей сползли миллиарды кубометров разжиженных дождями грунтов. Они запрудили реки, которые образовали озера в долинах. Произошли массовые разрушения зданий в десятках городов и сотнях селений, мостов, дорог, каналов. В ряде районов огромные оползни разжиженных лёссовых грунтов погребли под собой многие тысячи подземных жилищ, вырытых населением в лесах. Все это вызвало массовую гибель людей. По разным данным, число погибших составило от 100 тыс. до 200 тыс. человек. Особенно сильно пострадали провинции Ганьсу и Шэньси (*Роте,* 1934; *Руссо,* 1966). Интересно, что в течение 280 лет до землетрясения 1920 г. местность была сейсмически спокойной (*Press,* 1975; *Поляков,* 1978; *Гир, Шах,* 1988; *Liu Baichi, Zhou Junxi* 1986).

Юго-Западная окраина Китайской



Землетрясение Китайское (Ганьсу, Хайюань) 1920 г. (по Э. Ротэ)

платформы испытала в позднем мезозое сильное давление с юго-запада. Это было связано с началом движения Индостанской литосферной плиты на север и с формированием складчато-глыбовых надвиговых гор вдоль юго-западного края Китайской платформы. В кайнозое и на новейшем этапе развития эти процессы продолжались вплоть до настоящего времени, что обусловило возникновение субмеридиональной системы кулисообразно расположенных разломов и грабенов на юго-западной окраине платформы. С разломами связаны сильные землетрясения. Так, в провинции Юньнань и в западной части провинции Сычуань с разломами связаны 60% семибалльных, 80% девятибалльных и 100% десятибалльных землетрясений (*Press*, 1975) (см. табл. 286).

Сейсмический пояс протягивается на 800 км вдоль Предлунмыньского краевого прогиба, на западном краю Сычуаньской синеклизы, а южнее — вдоль краевой Юньнань-Гуйчжоуской антиклизы. Пояс проходит через районы городов Ченду, Куньмин, Гэцзю. Землетрясения сильные (*Горшков*, 1960).

Магнитуды некоторых землетрясений имели большие значения.

З е м л е т р я с е н и е Т у н х а й, 1970 г., 4 января, 17 ч. 00 мин. Эпицентр в разломной зоне близ гор. Тунхай. 24.1° с. ш., 102.7° в. д. M=7,8. H=20 км. Сила 8 баллов. Разрывы на поверхности до 48 км длиной. Разрушения построек.

Зона землетрясений юга китайской провинции Юньнань продолжается к юго-востоку на территорию Вьетнама. Там, в районе северо-западнее Ханоя, имеются грабены юго-восточного простирания с долинами рек Красная и Черная. Они сливаются в Ханойской впадине. Территория Северо-Восточного Вьетнама сейсмична (*Резанов, Мао*, 1968; *Gibowicz et al.*, 1987; *Stawomir, Niewiodomski*, 1988). Некоторые землетрясения достигают силы 7—8 баллов. Примерами их служат события в долине р. Черной в 1935, 1942, 1983 гг.

З е м л е т р я с е н и е В ь е т н а м с к о - Л а о с с к о е, 1935 г., 1 ноября. Эпицентр в горах Сипсонг-Чотай, на южном борту долины р. Черной, у пос. Дьенбьенфу. 21° с. ш., 103.2° в. д. H=35 км. Сила 8 баллов. Территория, охваченная семибалльными сотрясениями, 15 тыс. км^2, шестибалльными — 60, пятибалльными — 200 тыс. км^2. Крупные обвалы в горах. Разломы на поверхности земли (*Резанов, Мао*, 1968).

З е м л е т р я с е н и е В ь е т н а м с к о - Л а о с с к о е, 1942 г., 21 сентя-

Таблица 286

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*Сила*
1733	август	2	26.4	103.0	9
1925	март	6	25.5	100.3	10
1680	сентябрь	9	25.0	101.5	9
1883	сентябрь	6	25.0	103.1	10
1761	май	23	24.4	102.4	8
1763	декабрь	30	24.2	102.7	9
1588	август	9	24.0	102.7	8
1606	сентябрь	30	23.7	102.8	9
1887	декабрь	16	23.6	10[illegible] 5	9
1979	март	15	23.3	101.2	8

бря. Эпицентр в горах Сипсонг-Чотай. 21.0° с. ш., 103.4° в. д. Глубина очага H=50 км. Сила 7 баллов. Обвалы в горах (*Резанов, Мао,* 1968).

Землетрясение Туан-Гиао, 1983 г., 24 июня, 07 ч. 18 мин. Эпицентр в долине р. Черная на разломе Сон-Ляо близ г. Туан-Гиао. 22.0° с. ш., 103.0° в. д. M=6,6. H=33 км. Многочисленные афтершоки в течение пяти месяцев. Разломы на поверхности земли длиной до 23 км с правосторонними сдвигами блоков. Обвалы в горах (*Gibowicz et al.,* 1987; *Stawomir, Niewiadomski,* 1988).

В долине р. Красной также происходят сильные землетрясения. Так, с 1900 по 1964 г. здесь произошло три землетрясения силой 7 баллов и более тридцати шестибалльных. В этой зоне расположен Ханой, где иногда происходят сильные землетрясения с неглубоким залеганием очагов (*Резанов, Мао,* 1968).

Юго-восточная окраина Китайской платформы представляет собой сложную тектоническую зону разломов и наложенного вулканогенного пояса мел-палеогенового возраста. Вдоль берегов протягивается кулисообразная цепь приразломных глыбовых хребтов северо-восточного простирания. С разломами связаны землетрясения. Эпицентры их располагаются вдоль юго-восточных подножий хребтов и вдоль разломов, ограничивающих берега Южно-Китайского моря. Ниже (см. табл. 287) приводятся характеристики землетрясений (*Ван Суюнь, Сюй Чжунхуай,* 1985). Время пекинское.

Очень сильные землетрясения в разломных зонах побережья юго-восточной части Китайской платформы происходили систематически и раньше (*Горшков,* 1960) (см. табл. 288).

Иногда эти землетрясения имели большие магнитуды. Так, 13 февраля 1918 г. землетрясение имело магнитуду 7,3 при глубине очага 33 км.

В заключение отметим, что Китайская подвижная платформа имеет кроме описанных главных сейсмических поясов значительное количество разрозненных сейсмических разломов. Они связаны с активизацией отдельных хребтов. По ним происходят редкие довольно сильные землетрясения.

Таблица 287

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1962	март	19	04 ч. 18 мин.	23.70	114.66	6,1	—
1977	сентябрь	15	10 ч. 33 мин.	23.01	117.01	4,6	—
1966	сентябрь	26	12 ч. 22 мин.	22.30	117.90	5,3	51
1974	февраль	22	14 ч. 44 мин.	22.00	115.50	4,0	—
1969	июль	26	06 ч. 49 мин.	21.72	111.72	6,4	5
1974	ноябрь	24	10 ч. 57 мин.	22.01	109.60	4,1	—
1972	май	7	10 ч. 12 мин.	22.40	108.40	4,5	—

Таблица 288

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*Сила в баллах*
ПРОВИНЦИЯ ФУЦЗЯНЬ					
1922	май	20	24.6	116.8	8
1604	декабрь	29	24.5	118.0	9
1600	сентябрь	29	23.5	117.20	9
ПРОВИНЦИЯ ГУАНДУН					
1067	ноябрь	6	23.6	116.5	8
1918	февраль	13	23.3	116.6	10

Часть вторая

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Пассивные континентальные окраины развивались под воздействием раздвижения океанической литосферы. Они сформировались при сочетании двух разных, но взаимосвязанных процессов (*Pitman, Walter,* 1983). Во-первых, происходило остывание океанической литосферы и погружение ее близ берегов, где она имела больший возраст, чем в середине океана. Во-вторых, близ берегов накапливались мощные (иногда более 10 км) осадочные породы, снесенные с континентов. Своим весом осадки способствовали прогибанию и еще большему погружению литосферы пассивных окраин. Все это приводило к развитию разломов вдоль берегов и к формированию грабенов. Кроме того, развивались разломы и грабены, секущие берега.

Эти процессы охватывали широкие пояса побережий и подводных континентальных склонов. Они характерны для побережий Северного Ледовитого, Атлантического и Индийского океанов. Однако формирование пассивных континентальных окраин в каждом конкретном случае происходило по-разному. Различны и связанные с этими окраинами землетрясения. Поэтому можно рассмотреть их раздельно для континентов Лавразии, Западной Европы, Северной Америки и для гондванских континентов и субконтинентов (Южная Америка, Африка, Австралия, Индостан, Аравийский п-ов).

Глава 1

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВНЕАЛЬПИЙСКОЙ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Внеальпийская Западная Европа представляет собой эпигерцинскую платформу, фундамент которой сложен докембрийскими, каледонскими и герцинскими складчато-глыбовыми структурами. Они разбиты молодыми разломами, с которыми связаны землетрясения. Вся территория внеальпийской Западной Европы находится в сфере воздействия процессов поддвига Африканской литосферной плиты под Европейскую. Поэтому литосфера Европы испытывает сильное горизонтальное сжатие с юго-востока на северо-запад — от Альп к Северному морю (*Ahorner,* 1985). Это давление перераспределяется литосферными блоками и трансформируется в сдвиговые разрывные движения. Все это обусловливает землетрясения.

На севере Западной Европы расположен северо-западный выступ древней докембрийской Русской платформы. Он представляет собой стабильный массив, противостоящий давлению с юга. Поэтому вдоль разломных краев этого выступа происходят землетрясения.

Сейсмические явления во внеальпийской Западной Европе можно подразделить на несколько типов в зависимости от той или иной геодинамической обстановки по мере удаления от Альп.

Приальпийские поднятия. Севернее Предальпийского передового прогиба расположена цепь глыбовых структур. Наиболее крупными из них являются: Шварцвальд, Швабский Альб, Богемский массив. С их разломами связаны землетрясения (см. табл. 289).

З е м л е т р я с е н и е Альбштадт, 1978 г., 3 сентября, 06 ч. 08 мин. Эпицентр в Швабском Альбе близ гор. Хехинген. 48.4° с. ш., 09.2° в. д. M=5,5. H=15 км. Сила 8 баллов. Разрушено около 10 тыс. построек (*Farrankopf, Feil,* 1979).

З е м л е т р я с е н и е Тюрингское, 1989 г., 13 марта, 13 ч. 02 мин. Эпицентр близ гор. Бад-Зальцунген. 50.80° с. ш., 10.07° в. д. M=5,9. H=29 км. Сотрясения охватили территорию от Эйзенаха до Магдебурга. Разрушены некоторые строения. Ранены люди (Оперативный сейсмологический бюллетень ИФЗ АН СССР; Социалистическая индустрия, 13 марта 1989 г.).

Рейнская система грабенов. Она протягивается на 600 км от Юрских гор до Северного моря и образована тремя грабенами: Верхнерейнским, Гессенским, Нижнерейнским. Верхнерейнский и Гессенский грабены образуют главную ветвь системы с северо-восточным простиранием структур. От нее ответвля-

ется нижнерейнский грабен северо-западного простирания, который продолжается во впадине Северного моря Североморским грабенообразным прогибом (*Милановский,* 1976; *Хаин,* 1977; *Petershmitt,* 1983).

Верхнерейнский грабен протягивается на 300 км, рассекая сводовое поднятие древнего массива Вогезы — Шварцвальд. Севернее он отделяет Оденвальдский древний массив от Саарской герцинской складчатой зоны. С разломами Верхнерейнского грабена связаны сильные мелкофокусные землетрясения с левосторонними сдвигами (*Bonjer et al.,* 1984).

Гессенский грабен имеет длину около 150 км. Он отделяет приподнятые блоки Гарца и Тюрингенского Леса на востоке от блока Рейнских Сланцевых Гор на западе. В северном направлении грабен расширяется до 80 км вследствие многих второстепенных разломов субмеридионального простирания. С разломами Гессенского грабена связаны сильные землетрясения.

Нижнерейнский грабен ответвляется от системы в районе гор. Майнц (50° с. ш.) и протягивается на северо-запад на 300 км. Он разобщает массивы Рейнских Сланцевых Гор и Брабантский. Подобно Гессенскому, грабен Нижнерейнский расширяется к северу до 100 км. Это происходит вследствие дробления западного борта грабена многими второстепенными разломами. С разломами нижнерейнского грабена связаны сильные мелкофокусные землетрясения сдвигового и сбросового типов (см. табл. 290).

З е м л е т р я с е н и е Б а з е л ь с к о е, 1356 г., 18 октября, 22 ч. 00 мин. Эпицентр в пограничном с Францией районе разломов на западном борту Верхнерейнского грабена. Сила 9 баллов. Сильные разрушения в гор. Базель (*Karnic*, 1968).

З е м л е т р я с е н и е К ё л ь н с к о е, 1878 г., 26 августа, 08 ч. 00 мин. Эпицентр западнее Кёльна, 50.9° с. ш., 6.4° в. д. Сила 8 баллов. Площадь, охваченная землетрясением, 175 тыс. км^2. Повреждения многих зданий в городах Рурского промышленного района.

Таблица 289

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ШВАБСКИЙ АЛЬБ								
1978	сентябрь	2	06 ч. 08 мин.	48.4	9.2	5,5	15	6
БОГЕМСКИЙ МАССИВ								
1972	март	6	14 ч. 55 мин.	50.8	12.3	5,0	9	8

Таблица 290

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*Сила*
ВЕРХНЕРЕЙНСКИЙ ГРАБЕН						
1899	февраль	14	16 ч. 58 мин.	48.1	7.6	7
1946	июль	29	20 ч. 40 мин.	50.2	5.4	7
ГЕССЕНСКИЙ ГРАБЕН						
1871	февраль	10	04 ч. 32 мин.	49.8	8.6	7
1869	октябрь	31	15 ч. 25 мин.	49.9	8.5	7
НИЖНЕРЕЙНСКИЙ ГРАБЕН						
1877	июнь	24	07 ч. 53 мин.	50.8	6.0	8
1873	октябрь	22	08 ч. 45 мин.	50.9	6.0	8
1978	август	26	08 ч. 00 мин.	50.9	6.4	8
1983	ноябрь	8	00 ч. 49 мин.	51.2	6.1	—
1981	июнь	13	—	52.2	7.7	6

Сотрясения ощущались в Амстердаме (*Karnic,* 1971).

Бельгия и юг Нидерландов. На территории Бельгии расположен Брабантский массив, сложенный каледонскими складчатыми структурами. Массив ограничен субширотными и субмеридиональными разломами, по которым происходят сдвиги литосферных блоков и землетрясения. Сейсмичны сдвиговая разломная зона Лилль — Монс — Льеж и Южно-Брабантская зона. Землетрясения мелкофокусные и проявляются на поверхности сильно даже при небольших их магнитудах (см. табл. 291).

Землетрясения сопровождаются многими афтершоками. Площадь распространения сотрясений большая. Так, например, 11 июня 1938 г. землетрясение охватило территорию в 120 тыс. км^2 (*Rothe,* 1938; *Marchal,* 1966; *Van Gils,* 1966).

В более далеком прошлом сильные землетрясения происходили в Бельгии в 1580, 1692, 1756 гг. Их сотрясения распространялись на сотни километров и ощущались в Париже (*Руссо,* 1966). Примером недавнего сильного землетрясения является Льежское.

Землетрясение Льежское, 1983 г., 8 ноября, 00 ч. 49 мин. Эпицентр на субширотном разломе Сент-Жиль в районе Льежа. 50.6° с. ш., 5.5° в. д. M=5,1. H=6 км. Сила 7—8 баллов.

Несколько форшоков и много афтершоков. Наиболее сильный афтершок 8 ноября в 02 ч. 13 мин. В очаге землетрясения сбросо-сдвиговые деформации по разрыву длиной около 1 км. Землетрясение охватило большую территорию. Разрушения зданий. Гибель людей. Ущерб 60 млн долл. (*Becker, Camelbeeck,* 1985; *Ahorner,* 1985).

О-ва Великобритания и Ирландия сложены в основном каледонскими складчатыми структурами. Они расчленены на крупные блоки разломами северо-восточного простирания. В Шотландии на севере расположен приподнятый блок Северо-Шотландского нагорья (1434 м). Он ограничен разломами. Южнее находится грабен Срединной долины, а еще южнее — горст Южно-Шотландской возвышенности (842 м). Южная часть Великобритании сложена герцинскими складчатыми структурами, разбитыми разломами северо-восточного простирания. Она представляет собой равнину с невысокими горными кряжами. С разломами связаны землетрясения. Иногда они достигают значительной силы. Примером служат события в 1884 и 1896 гг.

Землетрясение Колчестер, 1884 г., 22 апреля, 09 ч. 15 мин. Эпицентр на побережье Северного моря в районе гор. Колчестер. 51.9° с. ш., 0.9° в. д. M=5,5. Сила 8 баллов. Повреждения зданий в ряде городов на юго-востоке Англии (*Karnic,* 1971).

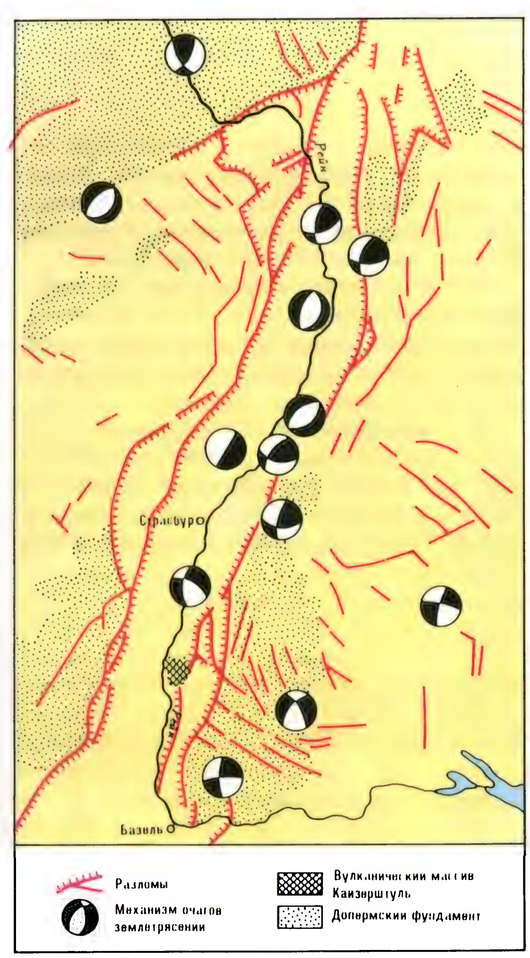
Землетрясение Херефорд, 1896 г., 17 декабря, 05 ч. 30 мин. Эпицентр в Западной Англии, у гор. Херефорд. 52.1° с. ш., 2.7° з. д. Сила 7 баллов. Несколько толчков. Повреждено около 200 домов и кафедральный собор. Землетрясение ощущалось на площади более 1 тыс. км^2 (*Болт,* 1981).

Землетрясение Ллайн, 1984 г., 19 июля, 05 ч. 22 мин. Эпицентр в Ирландском море у п-ова Ллайн. 53.2° с. ш., 3.9° з. д. M=5,1. H=20 км. Афтершоки в зоне длиной 4 км и шириной 2,5 км. Сильные сотрясения зданий (*Marrow, Walker,* 1988).

В Северном море имеются рифты субмеридионального простирания. Некоторые из них слабо сейсмичны. Так, близ берегов Англии протягиваются полосы

Таблица 291

Год	*Месяц*	*Число*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
1873	октябрь	22	50.9	6.0	—	—	8
1938	июнь	11	50.5	3.4	—	45	7
1965	декабрь	15	50.3	4.1	4,6	3	7
1965	декабрь	21	50.4	5.3	4,5	—	7
1966	январь	16	—	—	4,8	—	8



Механизм очагов землетрясений Верхне-Рейнского грабена (по L. Abnower)



Норвегия. Прибрежная зона землетрясений. Горный массив Ютунхеймен (2468 м)

эпицентров слабых землетрясений по разломам (*Muil,* 1983).

Балтийский кристаллический щит и сопредельные территории. Балтийский кристаллический щит образует большой (до 200 км в поперечнике) северо-западный выступ Восточно-Европейской, или Русской, платформы. Он охватывает Скандинавский и Кольский п-ова, Финляндию и Карелию. Щит играет роль своеобразного упора, противостоящего движению литосферных блоков на север при поддвиге Африканской плиты. Поэтому на границах щита развились разломы, с которыми связаны многочисленные мелкофокусные землетрясения. Эпицентры их образуют сейсмический пояс вдоль берегов Норвегии. Его землетрясения связаны с разломами, секущими каледонские складчатые структуры Норвежского побережья и континентальный склон в Норвежском желобе.

На южной границе Балтийского кристаллического щита землетрясения приурочены к разломам впадин Датско-Польской борозды в районе Датских проливов и на п-ове Ютландия.

Балтийский кристаллический щит имеет блоковое строение. К границам блоков приурочены землетрясения (*Соловьев,* 1963; *Николаев,* 1966). Особо выделяется сейсмическая разломная зона вдоль северного берега Балтийского моря и Ботнического залива. Продолжением этой зоны можно считать район между концом Ботнического залива и Кандалакшской губой Кольского п-ова. Наконец, обособленный сейсмический район мы встречаем на западе Кольского п-ова.

Сейсмические разломы образуют внутри Балтийского кристаллического щита прямоугольную сеть северо-западного и северо-восточного простираний (*Соловьев*, 1963; *Николаев,* 1966; *Ананьин,* 1987). Особенностью землетрясений в разломных внутренних зонах Балтийского кристаллического щита являются относительно большие площади распро-

странения сейсмических колебаний при малых магнитудах. Эти площади измеряются десятками и даже сотнями тысяч квадратных километров. Некоторые землетрясения проявляются на поверхности земли довольно сильно (см. табл. 292).

Специфической особенностью некоторых землетрясений Балтийского кристаллического щита является большая территория, охваченная сотрясениями при относительно слабых толчках.

Землетрясение Пудасьярви в Северной Финляндии, 1956 г., 24 декабря. 65.7° с. ш., 27.4° в. д. При силе 3—4 балла его эпицентральная область, вытянутая по меридиану, представляла собой эллипс осями 130 и 65 км. Площадь же, охваченная заметными сотрясениями, составила 75 тыс. км^2 (*Porkka, Vesanen,* 1958).

Юго-восточная периферия Балтийского кристаллического щита сейсмична. Так, на побережье Эстонии по разломам кристаллического основания происходят редкие, но довольно сильные (6—7 баллов) землетрясения. Примером их являются сейсмические толчки 28 января 1881 г. в районе гор. Нарвы и 25 октября 1976 г. в районе о. Осмуссар в западной части Финского залива (*Ананьин,* 1980, 1987).

Таблица 292

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила*
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НОРВЕГИИ								
1974	апрель	28	12 ч. 53 мин.	68.8	17.2	4,2	33	—
1962	декабрь	15	03 ч. 49 мин.	67.1	14.1	4,8	—	5.5
1962	январь	1	18 ч. 05 мин.	61.7	14.1	3,9	—	4
1975	июнь	28	10 ч. 43 мин.	60.2	6.7	4,3	—	—
1972	ноябрь	11	18 ч. 06 мин.	59.8	6.3	3,6	—	3
1962	август	1	13 ч. 55 мин.	59.6	6.1	4,6	—	4
1962	август	1	13 ч. 57 мин.	59.6	6.1	4,3	—	4
1971	август	8	03 ч. 51 мин.	59.2	6.9	4,0	—	—
ЮЖНАЯ РАЗЛОМНАЯ ЗОНА БКЩ И ДАНИЯ								
1962	октябрь	18	10 ч. 26 мин.	60.9	11.7	4,7	—	5.5
1972	апрель	11	05 ч. 01 мин.	58.8	13.3	4,0	33	—
1904	октябрь	23	—	57.4	10.0	—	—	6.0
1913	июнь	29	—	56.0	8.0	—	—	6
РАЗЛОМНАЯ ЗОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНЕЕ БОТНИЧЕСКОГО ЗАЛИВА								
1975	август	11	18 ч. 28 мин.	67.4	22.5	4,3	5	4
1965	март	20	02 ч. 45 мин.	67.3	26.0	4,2	5	5
1960	февраль	20	00 ч. 53 мин.	66.5	28.9	4,1	30	5
1975	июнь	21	06 ч. 31 мин.	66.0	26.8	3,5	—	6
СЕВЕРНАЯ ФИНЛЯНДИЯ И КАРЕЛИЯ								
1926	август	18	13 ч. 57 мин.	65.8	28.5	4,8	20	6
1960	февраль	2	12 ч. 32 мин.	67.0	30.9	4,8	18	6
1967	май	20	23 ч. 18 мин.	66.6	33.7	3,9	17	6
СРЕДНЯЯ ФИНЛЯНДИЯ								
1931	ноябрь	16	03 ч. 21 мин.	62.5	25.8	4,6	15	6
1902	апрель	10	18 ч. 11 мин.	64.3	27.6	5,1	30	6
1963	август	1	16 ч. 02 мин.	62.7	28.0	4,0	10	6
КОЛЬСКИЙ П-ОВ								
1926	январь	4	08 ч. 30 мин.	69.9	29.4	4,3	20	6
1968	октябрь	24	20 ч. 14 мин.	68.9	32.9	4,2	22	4
1772	февраль	18	17 ч. 00 мин.	68.7	33.3	5,0	20	6
1873	февраль	21	02 ч. 00 мин.	68.7	33.3	5,0	20	6
1917	февраль	6	21 ч. 50 мин.	69.1	35.3	4,5	20	5

Глава 2

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИАТЛАНТИЧЕСКИХ ОКРАИН И ВНУТРИПЛАТФОРМЕННЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

Континент Северной Америки формировался последние 600 млн лет, наращивая все более молодые складчатые сооружения вдоль краев докембрийского Канадского щита. В настоящее время этот континент представляет собой на юге обширную древнюю платформу с чехлом палеозойских и мезозойских пород. На севере на большой территории выходят на поверхность докембрийские породы Канадского щита. Древняя платформа обрамлена с востока, юго-востока и юга складчатыми сооружениями горных систем Аппалачей и Уошито, сформировавшихся при каледонском и герцинском тектогенезах. На западе вдоль края древней платформы протягивается широкий пояс кордильер мезозойского и кайнозойского возрастов.

Континентальные окраины Северной Америки сильно раздроблены и переработаны. Эти процессы на восточной окраине Северной Америки были связаны с раздвижением литосферы Атлантического океана, которое началось в триасе и продолжается до настоящего времени. Здесь развились многочисленные разломы, сформировались грабены и горсты. Переработка континентальной литосферы распространилась в глубь континента до 600 км от берегов Атлантического океана. С разломами связаны многочисленные слабые мелкофокусные землетрясения. Некоторые сейсмические толчки имели катастрофическую силу. Таковы были землетрясения в 1886 г. в районе гор. Чарлстон, в 1929 г. на Большой Ньюфаундлендской банке и др.

Южная окраина континента Северной Америки была переработана в связи с прогибанием литосферы в Мексиканском заливе. Это привело к разломам и землетрясениям в бассейне Миссисипи. Западный край древней Северо-Американской платформы испытал опускание в области Великих равнин с последующим дроблением, активизацией и формированием горного пояса Скалистых гор. Они протягиваются на 3 тыс. км от верховьев р. Юкон (60° с. ш.) до плато Колорадо (35° с. ш.). С их разломами связаны многочисленные слабые мелкофокусные землетрясения, но некоторые сейсмические толчки имели характер катастроф. Таковы были землетрясения в штате Монтана в районе гор. Хелена в 1939 г., у оз. Хебген в 1953 г., в штате Айдахо в 1983 г. и др.

В наше время континентальная литосфера Северной Америки испытывает общее горизонтальное сжатие (*Sykes,* 1980; *Зобак М. Д., Зобак М. Л.,* 1984). Это обусловлено на востоке раздвижением литосферы в Атлантическом океане, а на западе — растеканием астеносферы под рифтом Рио-Гранде и провинцией Бассейнов и Хребтов. Таким образом, внутриплитные землетрясения Северной Америки являются следствием общерегионального горизонтального сжатия литосферы, которое сосредоточивается по разломам землетрясениями. Последние можно подразделить на несколько групп. Это землетрясения северо-восточной части Северной Америки, землетрясения юго-восточной части, землетрясения в бассейне р. Миссури, землетрясения пояса Скалистых гор (*Aggarwal, Sykes,* 1978).

Северо-восточная окраина Северной Америки. Этот регион охватывает восточную часть Канадского щита в провинциях Квебек и Онтарио. В эту окраину входят обрамляющие щит палеозойские складчатые сооружения: о. Ньюфаундленд, п-ов Новая Шотландия, горы Нотр-Дам (1311 м), Уайт-Маунтинс (1916 м) в северной части Аппалачской горной системы. Сюда же относятся выступ Канадского щита в плато Адирондак (1628 м) и северное окончание Аппалачского плато.

Северо-восточная континентальная окраина Северной Америки имеет блоковое строение литосферы с разломными сейсмическими зонами. Наиболее крупными являются: разломная зона р. Св. Лаврентия, долина р. Гудзон, Адирондак — Квебек, которую называют еще зоной Бостон — Оттава (*Sbar, Sykes,* 1973; *Barosh,* 1978; *Sykes,* 1980).

Сейсмическая система долин Св. Лав-

рентия образована грабенами Св. Лаврентия, Оттава, Чемплейн, желобом Св. Лаврентия (пролив Кабота). Эти рифты имеют древний возраст, но обновились и формируются они с позднего мела вследствие дробления Северо-Американской литосферной плиты при раздвижении Северо-Атлантического бассейна. Некоторые авторы сравнивают рифтовую систему Св. Лаврентия с Восточно-Африканской рифтовой системой (*Kumarapeli, Saull,* 1966). Однако геодинамические условия (сжатие литосферы в Канаде, растяжение в Восточной Африке) в этих системах иные. Примерами сильных землетрясений являются события в 1663 и 1925 гг.

Землетрясение Св. Лаврентия, 1663 г., 5 февраля, 17 ч. 30 мин. Эпицентр в эстуарии р. Св. Лаврентия. 47.8° с. ш., 70.1° з. д. Сила 10 баллов. Площадь сотрясений 750 тыс. миль^2. Сильные разрушения в населенных пунктах (*Coffman, Hake,* 1973).

Землетрясение Св. Лаврентия, 1925 г., 28 февраля, 21 ч. 19 мин. в эстуарии р. Св. Лаврентия. 47.6° с. ш., 70.1° з. д. M=7,0. Сила 8 баллов. Площадь сотрясений 2 млн миль^2 (*Coffman, Hake,* 1973).

Предполагают, что система рифтов долины Св. Лаврентия продолжается в бассейн р. Миссисипи, где тоже имеются сейсмические рифты.

Землетрясение Квебек, 1988 г., 25 ноября, 23 ч. 46 мин. Эпицентр в разломной зоне р. Св. Лаврентия, в 150 км северо-восточнее гор. Квебек. 48.1° с. ш., 71.1° з. д. M=6,3. H=3 км. Сила 7 баллов. Разрушение железнодорожного моста западнее гор. Монреаль. Разрушение линий электропередачи и телефонных линий. Повреждение зданий и ранение людей в Квебеке. Землетрясение ощущалось на большой территории Восточной Канады и в нескольких штатах США до гор. Вашингтон включительно (сообщения печати; Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР, ноябрь 1988 г.).

Вдоль берегов Атлантического океана протягиваются триасовые грабены. Наиболее крупным является Нью-Йоркский грабен, ограниченный с запада сейсмическим разломом Рамапо. Этот грабен и разлом протягиваются от района Нью-Йорка до района гор. Вашингтон. В Атлантическом океане вдоль континентального склона расположена система крупных сейсмических разломов (*Leblanc, Burke,* 1985).

Разломные структуры обусловливают сейсмичность северо-восточной континентальной окраины Северной Америки. Так, в пределах Новой Англии (штаты Мэн, Нью-Хэмпшир, Вермонт, Массачусетс, Род-Айленд, Коннектикут) с 1568 по 1975 г. произошло 760 землетрясений с максимальной силой 7 баллов (*Ebel,* 1984). В пределах штата Нью-Йорк с 1720 по 1980 г. произошло более 330 землетрясений силой от 3 до 8 баллов. Из них пять толчков имели силу 7—8 баллов (*Mitronovas,* 1982). Землетрясения в подавляющем большинстве очень слабые, но иногда происходят более сильные сейсмические толчки. В Новой Англии систематически происходят сильные землетрясения. Таковы события в 1925, 1940, 1944, 1963, 1983 гг. (*Fratto,* 1986).

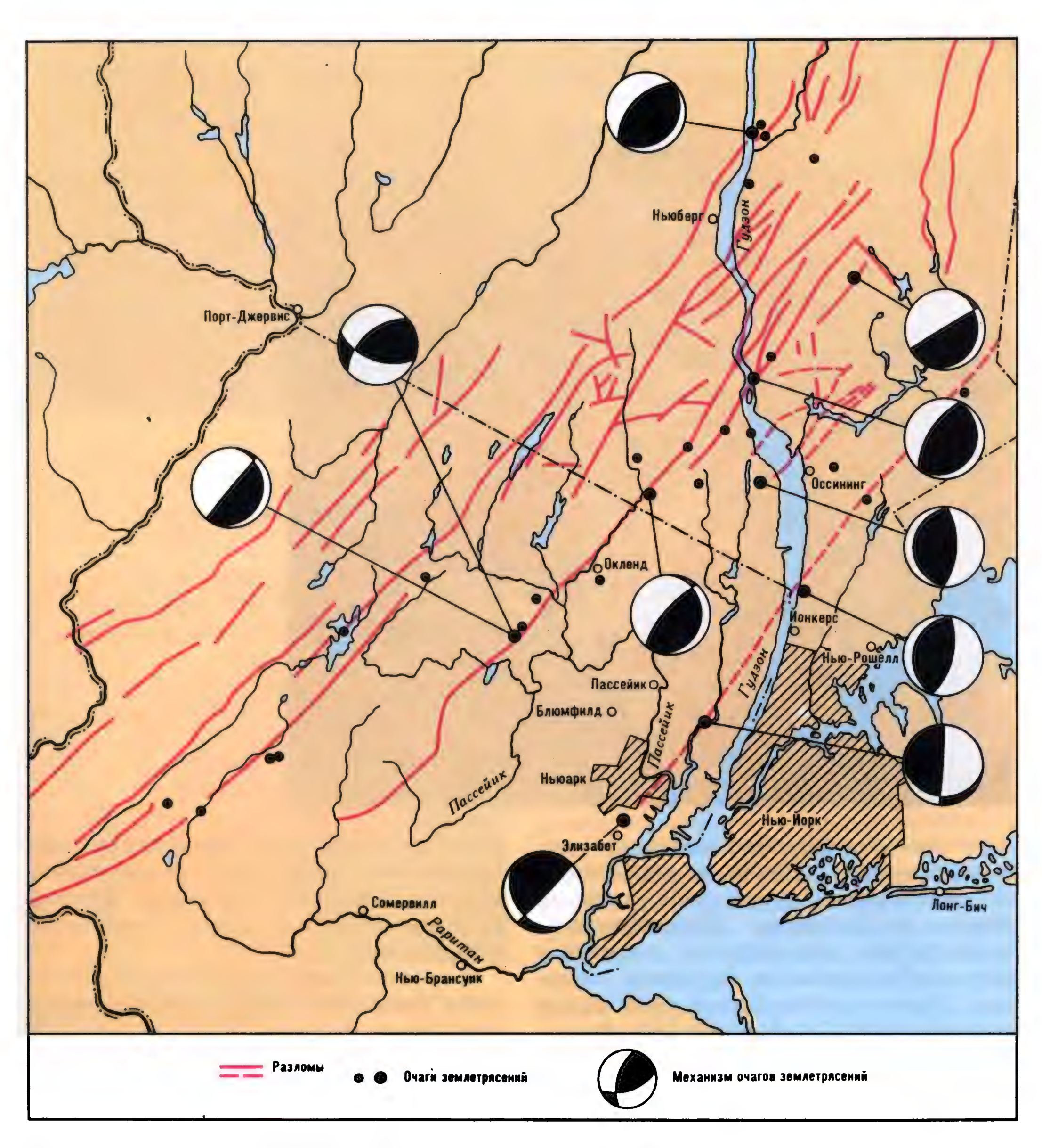
В той же сейсмической зоне, северо-восточнее, в провинции Нью-Брансуик, происходят довольно частые слабые землетрясения. Примером является серия толчков в 1982 г. (см. табл. 293).

Выделяются по своей силе землетрясения на подводном континентальном склоне. Таковы были землетрясения у м. Кейп-Анн (штат Массачусетс) в 1638 и 1755 гг.

Землетрясение Кейп-Анн, 1755 г., 18 ноября, 04 ч. 11 мин. и 05 ч. 29 мин. Эпицентр в океане восточнее мыса

Таблица 293

Месяц	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
январь	9	12 ч. 54 мин.	47.5	66.3	6,2	33
—»—	11	21 ч. 41 мин.	47.6	66.3	5,7	33
март	31	21 ч. 02 мин.	47.8	65.8	5,4	33



Механизм очагов землетрясений в штате Нью-Йорк (по L. Sykes)

Кейп-Анн. 42.5° с. ш., 70.0° з. д. Сила 8 баллов. Площадь, охваченная землетрясением, 300 тыс. миль^2 (*Coffman, Hake,* 1973).

Особо выделяется землетрясение на Большой Ньюфаундлендской банке.

Землетрясение Большой Ньюфаундлендской банки, 1929 г., 18 ноября, 20 ч. 32 мин. Эпицентр южнее о. Ньюфаундленд, на отмели в океане. 44.7° с. ш., 56.0° з. д. M=7,2. H=10 км. Сила 10 баллов. Сильные сотрясения зданий в городах штатов Новой Англии. Цунами. Гибель нескольких человек. Мощные мутьевые потоки в океане, распространявшиеся со скоростью 90 км/час на 10 км от берегов на территории 100 тыс. км^2. Объем мутьевых потоков 100 км^3. Оборвано 12 трансокеанических кабелей (*Hasegawa, Kanamori,* 1987).

Юго-Восточная окраина Северной Америки. Этот регион имеет сложное



Зона землетрясений юго-востока Северной Америки. Аппалачи. Голубой хребет (2036 м)

строение. Он образован подводным континентальным склоном и шельфом в Атлантическом океане. На суше у берега расположены Предатлантический прогиб, зона Пидмонт, сложенная метаморфизованными породами палеозоя. Далее в глубь берега расположен антиклинорий Голубых гор (Блу-Ридж), в котором находится высочайшая вершина востока Северной Америки — г. Митчелл (2037 м). Еще дальше от океана расположена внешняя зона Аппалачей, или зона хребтов и долин, с высотами рельефа до 1481 м. Еще западнее находится Предаппалачский передовой прогиб, которому в рельефе соответствует Аппалачское плато.

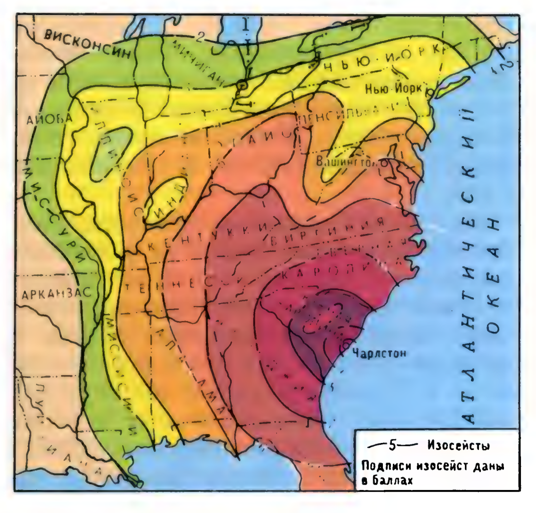
Аппалачская горная система представляет собой складчато-блоковую структуру из сгруженных с востока на запад складок. Каждая из тектонических зон обособлена от соседних крупными надвигами. Поперечными разломами Аппалачи разделены на несколько секторов. Структура Аппалачей сформировалась в палеозое при активном поддвиге океанической литосферы под юго-восточную окраину Северной Америки, которая была в палеозое активной континентальной окраиной.

С продольными и поперечными разломами Аппалачей связаны сейсмические зоны землетрясений. Такова продольная сбросовая сейсмическая зона, которая протягивается на 320 км вдоль Голубых гор (Блу-Ридж) через западные части штатов Северная Каролина и Западная Виргиния в нескольких десятках километров от подножия хребта (*Mac Carthy,* 1956). Таковы Центральновиргинская и Южнокаролинско-Джорджийская поперечные сейсмические зоны (*Sykes,* 1980; *Armbruster, Seeber,* 1981).

Землетрясения юго-восточной континентальной окраины Северной Америки характерны тем, что они при относительно небольшой силе охватывают большие территории. Например, землетрясения в Центральных Аппалачах 9 марта 1828 г. (5 баллов), 29 апреля 1852 г.



Зона землетрясений юго-востока Северной Америки. Район Атлантического побережья у города Чарлстон, где 31 августа 1896 г. произошло десятибалльное землетрясение. Снимок из космоса



Землетрясение Чарлстон 1886 г. (по C. E. Dutton)

(6 баллов), 31 августа 1861 г. (6 баллов) охватывали площадь в 560 тыс. км^2 каждое (*Mac Carthy,* 1963; *Talwani,* 1982). Повышенная сейсмическая активность характерна для прибрежных структур.

Землетрясение Чарлстон, 1886 г., 31 августа. Эпицентр на пересечении разломов северо-западного и северо-восточного простираний в сейсмической зоне Южной Каролины у пос. Соммервилл, в 40 км к северо-западу от гор. Чарлстон. 32.9° с. ш., 80.2° в. д. M=7,5. H=15 км. Сила 10 баллов. Разрушено и повреждено 7 тыс. зданий в гор. Чарлстон и его окрестностях. Погибли 60 человек. Ущерб 25 млн долл. Площадь, охваченная землетрясением, 2 млн км^2 (*Robinson, Talwani,* 1983; *Болт,* 1981). Изосейста землетрясения десятибалльной силы имела вид эллипса с осями 60 и 40 км. Длинная ось его ориентирована в северо-восточном направлении вдоль разломов (*Wentworth et al.,* 1981; *Bollinger,* 1983; *Seeber, Armbruster,* 1981; *Tarr, Rhea,* 1983; *Nuttli,* 1986).

Миссисипский бассейн. Этот регион занимает центральную часть Северной Америки — Мидконтинент. Река Миссисипи протекает по Миссисипскому прогибу. Он возник на новейшем этапе на северной периферии впадины Мексиканского залива. Этот прогиб заполнен толщей осадков мелового и кайнозойского возрастов мощностью до 6 км. Формирование геологической структуры Миссисипского прогиба и бассейна р. Огайо происходило вследствие новейшей активизации древних разломов платформенного фундамента. Они отличаются сейсмичностью. Территорию штатов Арканзас, Миссури, Теннеси и Кентукки пересекает сложная разломная зона северо-восточного простирания.

В этой зоне пересекаются разломы северо-восточного, меридионального и северо-западного простираний. По северо-восточным разломам происходят правосторонние сдвиги со взбросами. По меридиональным разломам происходят взбросы, а по разломам северо-западного простирания — левосторонние сдвиги со взбросами. Эти деформации обусловлены общим сжатием литосферы в направлении восток-северо-восток — запад-юго-запад (*Зобак М. Д., Зобак М. Л.,* 1984). В пересечениях разломов происходят землетрясения, которые иногда бывают сильными. По силе особенно выделяются землетрясения у гор. Нью-Мадрид, которые связаны с разломной зоной, протягивающейся из северо-восточной части штата Арканзас. Платформенный фундамент опущен по этим разломам на 900 м по вертикали (Geotym. 1979. T.24. № 12). Разлом заложился в палеозое, но активизировался в настоящее время в блоке длиной 190 км, шириной 48 км (*Hamilton, Zoback,* 1982).

Землетрясение Нью-Мадрид, 1811 г., 16 декабря. Эпи-

центр в разломной зоне долины р. Миссисипи у гор. Нью-Мадрид, штат Миссури. 36.5° с. ш., 89.6° з. д. M=7,5. Сила 12 баллов. Многочисленные (1874 раза) афтершоки до 15 марта 1812 г. Резкое опускание поверхности земли на 3—5 м на территории нескольких тысяч квадратных километров. Затопление опущенных участков с образованием озер общей площадью 500 км^2. Образование оз. Рилфут с площадью 50 км^2. Гибель лесов. Разломы на поверхности земли, изменения русл рек. Сотрясения ощущались на территории в несколько миллионов квадратных километров (до побережья Атлантического океана). Землетрясения силой 10 баллов повторились 23 января и 16 февраля 1812 г. В последующие 150 лет в этом районе произошло 68 землетрясений силой 5—7 баллов (*Hamilton, Zoback,* 1982; *Робертс,* 1966).

З е м л е т р я с е н и е н а ю г о - в о с т о к е ш т а т а М и с с у р и, 1963 г., 3 марта, 17 ч. 30 мин. Эпицентр на краю плато Озарк, на разломах западной границы депрессии в нижнем течении Миссури. 36.7° с. ш., 90.1° з. д. M=5,2. Землетрясение мелкофокусное, но ощущалось на территории штатов Миссури, Иллинойс, Кентукки, Теннеси, Арканзас, Канзас, Индиана, Миссисипи (*Stauder,* 1963; *Stauder, Bollinger,* 1963).

З е м л е т р я с е н и е М и с с у р и, 1965 г., 21 октября. Эпицентр на активизированном древнем разломе Блэк с северо-восточным простиранием. 37.5° с. ш., 100.0° з. д. M=5,2. H=22 км. Площадь, охваченная сотрясениями, 410 тыс. км^2 в виде эллипса с осями 419 и 312 км (*Kisslinger, Nuttli,* 1965).

З е м л е т р я с е н и е О г а й о, 1980 г., 27 июля, 18 ч. 52 мин. Эпицентр в бассейне среднего течения Огайо у гор. Шарпсберг, штат Кентукки. 40.2° с. ш., 83.9° з. д. M=5,4. H=3 км. Сила 7 баллов. Очаг землетрясения расположен на разломе северо-восточного простирания. Землетрясение ощущалось на территории 673 тыс. км^2 (*Stauder, Bollinger,* 1963; *Mauk et al.,* 1982).

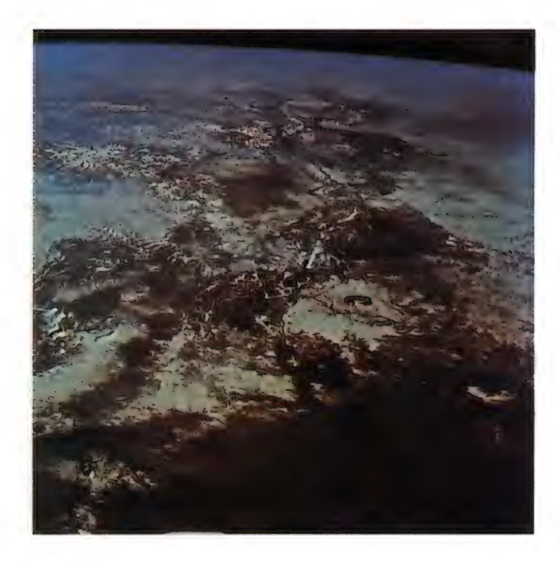
Межгорные грабены и горсты Скалистых гор. Этот регион — внутриконтинентальный внутриплитный пояс активизации литосферы, образовавшийся в условиях ее регионального сжатия. Они представляют собой систему глыбовых структур, образованных чешуями-надвигами в восточном направлении. Образование Скалистых гор началось в конце мела и продолжилось в палеогене и неогене. В процессе дробления и поднятия западного края Северо-Американской платформы образовался горный рельеф. Эти процессы сопровождались формированием предгорных и межгорных грабенов-прогибов. В поперечном разрезе Скалистых гор видны несколько продольных надвиговых зон, разделенных падающими на запад надвигами. Кроме того, имеется большое количество разломов, осложняющих надвиги. Они имеют неглубокое заложение.

На западе Скалистые горы ограничены так называемым Рвом Скалистых гор. Это система межгорных грабенов, расположенных между Скалистыми горами и Кордильерами. Пояс Скалистых гор протягивается с севера на юг на 3 тыс. км через провинцию Альберта в Канаде, через штаты Монтана, Вайоминг, Айдахо, Юта на территории США.

На севере Скалистые горы продолжаются горами Маккензи. В их восточных предгорьях происходят сильные поверхностные землетрясения. Такими, например, были девятибалльные толчки 5 октября 1985 г. (61.19° с. ш., 124.24° з. д.) и 23 декабря 1985 г. (62.19° с. ш., 124.24° з. д.). Глубина очагов в обоих случаях была 6 км (*Wetmiller et al.,* 1988).

С разломами грабенов Скалистых гор связаны многочисленные слабые землетрясения поверхностного типа. Иногда происходят и очень сильные сейсмические толчки. Сейсмичность в Скалистых горах рассредоточена по многим небольшим разломам и характерна разной ориентировкой местных сейсмофокальных зон (*Sbar et al.,* 1972).

В северо-западной части штата Монтана, в грабене у оз. Флатхед (47.8° с. ш., 114.2° з. д.), очаги сильных землетрясений расположены на глубинах от 5 до 10 км с запада на восток. Юго-восточнее, в районе хр. Биг-Бельт (46.5° с. ш., 111.2° з. д.), сейсмичность рассеяна по широкому полю активизации литосферы, но прослеживается тенденция к увеличению глубины очагов в западном направ-



США. Зона землетрясений Скалистых гор на территории штатов Вайоминг (на горизонте), Колорадо и Нью-Мексико (в центре). Долина Рио-Гранде (сейсмический рифт) расположена по диагонали. Снимок из космоса

лении до 20 км. Южнее, в штате Айдахо, в районе оз. Грейс (43.0° с. ш., 111.5° з. д.), очаги слабых землетрясений приурочены к широкой разломной зоне юго-западного простирания. Преобладающая глубина очагов 15—20 км.

На территории штата Юта, восточнее Большого Соленого озера, в районе гор. Бригем-Сити (41.4° с. ш., 112.1° з. д.), очаги землетрясений рассредоточены по широкому полю активизации литосферы. Глубина их залегания около 5 км. Южнее, в районе оз. Юта (40.0° с. ш., 111.7° з. д.), очаги слабых землетрясений расположены на глубинах около 10 км. Еще южнее, в долине Эскалант (38.5° с. ш., 112.2° з. д.), очаги таких землетрясений находятся на глубинах 20—30 км. Наконец, на границе штатов Юта и Аризона, у гор. Сент-Джордж близ западной границы плато Колорадо (37.0° с. ш., 113.0° з. д.), глубина очагов землетрясений 20—25 км. На восточной границе плато Колорадо, на бортах рифта Рио-Гранде в штате Нью-Мексико, глубина очагов землетрясений возрастает до 30—40 км.

Эти данные иллюстрируют разнообразие местных тектонических условий возникновения землетрясений в разных районах Скалистых гор. Однако в целом для региона характерно растяжение литосферы и наличие сбросо-сдвиговых структур (*Sbar et al.,* 1972).

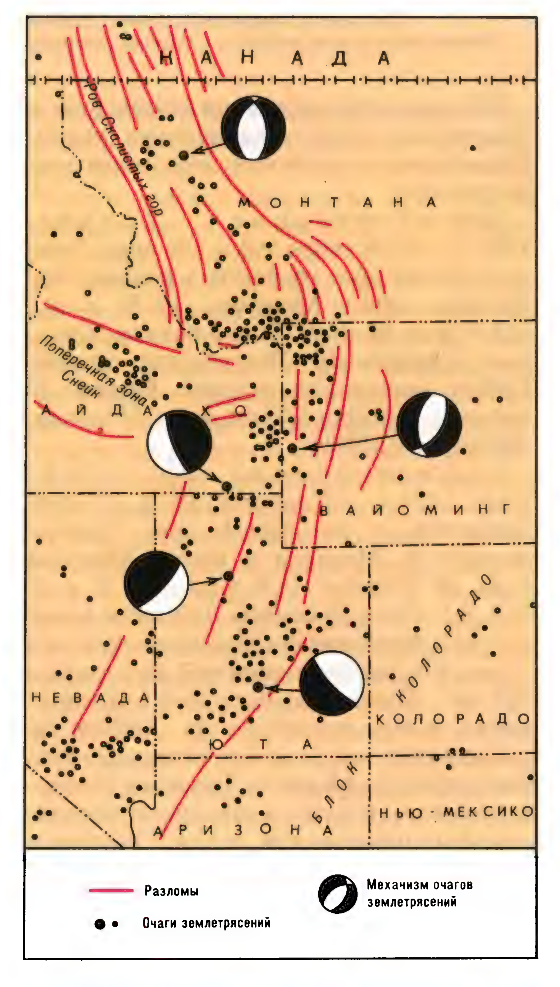
Сильные землетрясения происходят в Скалистых горах сравнительно редко. Примерами их являются следующие землетрясения.

З е м л е т р я с е н и е Х е л и н а, 1935 г., 18 октября, 04 ч. 46 мин. Эпицентр в системе грабенов в районе гор. Хелина, штат Монтана. 46.5° с. ш., 112.0° з. д. М=6,0. Сила 8 баллов. Сильные афтершоки. Разрушения зданий. Гибель нескольких человек. Ранены 50 человек. Убытки 3,5 млн долл. (*Рихтер*, 1963; *Болт*, 1981).

З е м л е т р я с е н и е о з. Х е б г е н, 1959 г., 17 августа, 06 ч. 37 мин. Эпицентр в разломной зоне грабен-долины р. Медисон в штате Монтана близ оз. Хебген. 44.8 с. ш., 111.1° в. д. М= 7,1. Сила 10 баллов. Большое количество афтершоков. Обвалы и оползни в горах. Опускания местности на площади 950 км^2. Максимальные (до 6,6 м) опускания северо-восточнее оз. Хебген по трансформному разлому, секущему грабен-долину р. Медисон. Разломы северо-восточного и северо-западного простираний на поверхности земли. Оползни и обвалы объемом 30 млн м^3. Поднятия блоков по разлому Хебген. Возникновение в долине временного озера длиной 10 км в районе гор. Уэст-Йеллоустон. Сильные разрушения зданий и сооружений. Погибли 28 человек. Землетрясение охватило территорию площадью 1360 тыс. км^2. Много афтершоков (*Myers, Hamilton,* 1961; *Tocher,* 1962; *Witkind,* 1961; *Witkind et al.,* 1962; *Hadley,* 1964).

З е м л е т р я с е н и е Б о р а - П и к, 1983 г., 28 октября, 14 ч. 06 мин. Эпицентр в разломной зоне долины р. Биг-Лост (левый приток р. Снейк) у г. Бора-Пик (3857 м) в хр. Лост-Ривер, штат Айдахо. 44.2° с. ш., 113.8° з. д. М=7,3. Сила 8 баллов. Левосторонний сбросо-сдвиг по разлому северо-западного простирания. Многочисленные разрывы на поверхности земли длиной до 34 км. Сотрясения охватили территорию ряда штатов в США и прилегающие провинции Канады. Сильные разрушения зданий во многих поселках. Гибель и ранения людей. Убытки 12,5 млн долл. (*Crone, Machette,* 1984; *Nigg,* 1985).

З е м л е т р я с е н и е Л а - Ж о я, 1960 г., 23 июля. Эпицентр в централь-





Механизм очагов землетрясений в Скалистых горах (по M. L. Sbar et al.)

США. Зона землетрясений Скалистых гор. Йеллоустонский национальный парк. Река Медисон выше озера Хебген. Водопад Лоуэр-Фолс

ной части рифтовой зоны Нью-Мексико на разломе борта грабена Рио-Гранде. 34.3° с. ш., 107.0° з. д. H=16 км. Сила 6 баллов. Афтершоки в количестве 28 толчков. Разрушения построек (*Sanford, Holmes,* 1961).

Глава 3

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПАССИВНЫХ ОКРАИН ГОНДВАНСКИХ КОНТИНЕНТОВ

Гондванские континенты представляют собой фрагменты распавшегося древнего суперконтинента Гондваны. Они в значительной степени сохранили в своей структуре древние черты, присущие рельефу Гондваны до ее распада (*Апродов*, 1984). Так, на краях континентов Южной Америки, Африки, Австралии, субконтинента Индии расположены **периокеанические прогибы** с осадочными бассейнами, отделенными от континентов разломами. Эти бассейны расположены в океанах на материковых склонах гондванских континентов и субконтинентов. К разломам приурочены очаги землетрясений. На суше, в пределах пассивных гондванских континентальных окраин, вдоль берегов океанов расположены приподнятые **краевые щиты.** Они представляют собой реликты бывших срединно-континентальных сводов, расколотых рифтообразованием с последующим раздвижением рифтов и образованием океанической литосферы. Далее в глубь гондванских континентов расположены **пояса краевых синеклиз древнего заложения**. Они представляют собой компенсационные прогибы по отношению к краевым щитам пассивных континентальных окраин. Еще дальше от современных берегов расположены **пояса центральных приподнятых массивов**, активизированных на новейшем этапе их развития. Таковы массивы Ахаггар и Тибести в Африке, Западно-

Бразильский щит в Южной Америке. Наконец, можно выделить пятый тип структур гондванских континентов — **перикратонные прогибы.** К ним можно отнести Приандийский прогиб в Южной Америке, Северо-Африканский пояс синеклиз, Восточно-Австралийские синеклизы.

Таким образом, формирование пассивных континентальных окраин гондванских континентов отзывается на больших территориях. Следует отметить, что сильная переработка береговых зон континентов произошла вследствие развития трансформных разломов срединно-океанических хребтов. Особо надо выделить процессы образования краевых рифтов на окраинах гондванских континентов. Они развились под воздействием трансформных разломов при блоковых подвижках континентальной литосферы. Наиболее типичной из таких структур является рифт Бенуэ в приатлантической Экваториальной Африке. С этими рифтами связаны землетрясения. Землетрясения пассивных окраин гондванских континентов целесообразно рассмотреть по континентам.

Пассивные окраины Южной Америки. Для них характерно наличие прогибов-грабенов в океане вдоль побережья Бразилии и Аргентины. Таков прогиб-бассейн Сан-Луис вдоль северо-восточного побережья Бразилии (3° ю. ш.). Вдоль юго-восточного побережья расположен ряд прогибов-бассейнов: Алагоас-Сержипи (9—12° ю. ш.), Байя-Реконкава (24° ю. ш.). Рио-Саладо (36° ю. ш.). Рио-Негро (40° ю. ш.). К разломам грабенов приурочены слабые землетрясения. Примером может служить землетрясение 28 июля 1939 г. в 11 ч. 32 мин. (27.5° ю. ш., 48.5° в. д.). M=5,5. Аналогичными были землетрясения в 1955 г. (M=6,0) и в 1972 г. (M=5,2) в районе подводной банки Аброльюс (16° ю. ш. — 20° ю. ш.) (*Гутенберг, Рихтер,* 1948; *Sykes,* 1980).

Атлантическое побережье Южной Америки образовано краевыми щитами — реликтами гондванских сводовых поднятий доокеанского этапа развития. Таковы Гвианский (3014 м) и Бразильский (2890 м) щиты. С разломами этих щитов связаны очень слабые редкие землетрясения. За поясом щитовых поднятий располагается пояс древних синеклиз: Меарин, Сан-Франсиску, Парана, Чако-Пампа (*Хаин*, 1971). С их разломами также связаны очень слабые и редкие землетрясения.

Особое положение в тектоническом плане Южной Америки занимает субширотный грабен Амазонки. Он заложился в конце кембрия и претерпел сложное развитие, превратившись в сложную синеклизу. Амазонская структура оказала сильное влияние на развитие Анд, на формирование разломной субширотной экваториальной зоны Атлантического океана, на западном продолжении которой она находится (*Хаин*, 1971). В настоящее время разломы бортов Амазонской синеклизы-грабена активизируются. Это особенно характерно для южного борта синеклизы, где по разломам расположены долины крупнейших правобережных притоков Амазонки. С разломами здесь связаны слабые землетрясения. Таково, например, землетрясение 1 апреля 1981 г. в 18 ч. 04 мин., случившееся в бассейне р. Шингу. 07.5° ю. ш., 54.6° з. д. M=5,2. H=33 км. (Оперативный сейсмологический каталог ИФЗ АН СССР, апрель 1981).

Слабые землетрясения происходят и в осевой зоне Амазонского грабена, в местах пересечения его продольных разломов диагональными, где расположены слияния рек. Так, у впадения в Амазонку рек Куари (с юга) и Пиорини (с севера) находился городок Камара. Он был разрушен и покинут жителями из-за систематических сейсмических толчков (газета «Советская Россия», 21 декабря 1988 г.). В общем для пассивных континентальных окраин и внутриплитных грабенов Южной Америки характерен довольно спокойный сейсмический режим.

Пассивные окраины Африки. В палеозойской эре Африканский континент располагался в срединной части Гондваны. После распада Гондваны Африка была ограничена почти со всех сторон пассивными окраинами. Они развивались различно. Приатлантические континентальные окраины Африки преобразовывались вследствие раздвижения литосферы во впадине Атлантического

океана. Поэтому вдоль берегов Африки расположен ряд подводных грабенов с осадочными бассейнами в них (*Хаин*, 1971; *Шуберт, Фор-Мюре*, 1973). Таковы осадочные бассейны: Ааюм, Сенегальский, Кот-Дивуарский, Нигерийский, Габонский и др. Этот пояс протягивается на 5 тыс. км при ширине до 100 км. С разломами этого пояса связаны слабые землетрясения.

Атлантическое побережье Африки занято краевыми щитами: Регибатским (893 м), Леоне-Либерийским (1948 м), Дагомейско-Нигерийским (1735 м), Камерунским (2710 м), Майю (1580 м), Бэнгуэла (2610 м). С их разломами связаны землетрясения. Особенно сильным было землетрясение 22 декабря 1983 г. на побережье Гвинеи. Оно произошло в 04 ч. 11 мин. Эпицентр его располагался на разломах северного края массива Фута-Джаллон (1425 м). Координаты эпицентра: 12.0° с. ш., 13.6° з. д. M=6,9. H=3 км. Сила 11 баллов (*Kogbe, Delbos*, 1984).

К востоку от побережья Атлантического океана протягивается пояс древних синеклиз: Тауденни, Мали-Нигерийская, Чад, Конго,, Калахари (*Хаин*, 1971; *Шуберт, Фор-Мюре*, 1973). С их разломами связаны землетрясения (см. табл. 294).

Особую роль в тектоническом плане приатлантических пассивных окраин Африки играет зона левосторонних молодых сдвигов северного побережья Гвинейского залива и зона поперечного рифта Бенуэ. Последний расположен в восточной части Нигерии. Он протягивается от берега Атлантического океана на 800 км к северо-востоку, до бассейна оз. Чад. Его ширина достигает 100 км. Рифт заполнен смятыми в складки осадочными и вулканогенными образованиями мелового и палеогенового возрастов (*Benkhelil*, 1982). С разломами рифтовой зоны Бенуэ и северного побережья Гвинейского залива связаны землетрясения. Наиболее сильными были землетрясения в 1906, 1939, 1945, 1983 гг.

З е м л е т р я с е н и е А к к р а, 1906 г., 20 ноября. Эпицентр на северном побережье Гвинейского залива близ гор. Аккра в Гане. 6.5° с. ш., 1.0° в. д. Сила 7 баллов. Сильные разрушения (*Горшков*, 1963).

З е м л е т р я с е н и е А к к р а, 1939 г., 22 июня, 19 ч. 20 мин. Эпицентр близ гор. Аккра в Гане. 5.2° с. ш. 0.01°с. ш. M=6,5. H=13 км. Сила 7 баллов. Разрушено около 1 тыс. зданий. Погибли 17 человек. Ранены 146 человек (*Горшков*, 1963).

З е м л е т р я с е н и е К а м е р у н с к о е, 1945 г., 12 сентября. Эпицентр в бассейне р. Бумба в Камерунской разломной зоне. 3.0° с. ш., 15.0° в. д. Сила 7 баллов. Сотрясения распространились на территорию 200 тыс. км^2 (*Горшков*, 1963).

З е м л е т р я с е н и е Г в и н е й с к о е, 1983 г., 22 декабря, 04 ч. 11 мин. Эпицентр на разломах северо-восточного простирания, секущих побережье Гвинеи. 12.0° с. ш., 13.6° з. д. M=6,4. H=11 км. Полное разрушение многих деревень. Погибли 275 человек. Ранены 1 тыс. человек. Остались без крова 18 тыс. человек (*Langer et al.*, 1987).

Южные пассивные окраины и южное побережье Африки имеют геологическое строение, отличное от приатлантических территорий. Здесь протягивается узкий субширотный пояс складок пермско-триасового возраста. Севернее их расположен предгорный прогиб пустыни Карру, а еще севернее — Трансваальский докембрийский массив. С разломами этих структур связаны землетрясения (*Fairhead, Henderson*, 1977). В их очагах происходит растяжение литосферы в субширотном направлении. Это

Таблица 294

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*M*	*H, км*
1976	май	15	08 ч. 10 мин.	4.5	19.0	6,0	33
1945	сентябрь	12	00 ч. 51 мин.	2.0	15.0	6,0	—
1981	ноябрь	18	09 ч. 17 мин.	2.2 ю. ш.	22.8	6,4	33
1914	май	24	15 ч. 56 мин.	10.0 ю. ш.	15.0	6,0	—

объясняется зачаточным рифтообразованием в разломных зонах Южной Африки (см. табл. 295).

З е м л е т р я с е н и е К о ф ф и ф о н т е й н, 1912 г., 20 февраля, 13 ч. 03 мин. Эпицентр у пос. Коффифонтейн. 29.5° ю. ш., 25.0° в. д. М=6,0. Сила 8 баллов. Разрушения построек.

В гор. Йоханнесбурге 7 апреля 1965 г. произошло сильное землетрясение, повредившее много зданий и нарушившее городские коммуникации (сообщение АПН).

Своеобразно развивались пассивные окраины вдоль восточного побережья Африки. Процессы рифтообразования привели к отделению от Африки литосферного блока о. Мадагаскар. По разломам вдоль Индоокеанского побережья происходят землетрясения (см. табл. 296).

Северные пассивные окраины Африки на территории Египта и Ливии представляют собой Сахарскую и Ливийскую перикратонные синеклизы. Они имеют сложное строение — образованы многими впадинами, отделенными друг от друга горстами. На востоке, на территории Египта, расположен Нубийский докембрийский массив. С разломами структур связаны землетрясения (см. табл. 297).

З е м л е т р я с е н и е Л и в и й с к о е, 1963 г., 21 февраля, 17 ч. 14 мин. Эпицентр на берегу Средиземного моря, в 13 км к северо-востоку от гор. Эль-Мардж (Барка). 32.6° с. ш., 21.0° в. д. М=5,3. Глубина очага — несколько километров. Сильные разрушения в Эль-Мардже. Погибли 300 человек. Убытки 12 млн долл. (*Gordon, Engdahl,* 1963).

Пассивные окраины Австралии. Австралийский континент вместе с Ан-

Таблица 295

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*М*
1919	октябрь	31	15 ч. 36 мин.	25.0	30.0	6,5
1932	декабрь	31	06 ч. 31 мин.	28.5	32.7	6,7
1940	май	19	18 ч. 16 мин.	22.7	32.5	6,2
1969	сентябрь	29	20 ч. 08 мин.	32.9	19.7	6,5
1976	июль	1	11 ч. 24 мин.	29.5	25.2	6,5

Таблица 296

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*М*	*Н, км*
1938	июль	21	09 ч. 11 мин.	3.0	40.0	6,0	—
1982	апрель	29	20 ч. 20 мин.	10.4	41.4	5,1	33
1980	март	14	21 ч. 39 мин.	11.8	41.4	5,1	33
1938	октябрь	23	15 ч. 01 мин.	17.0	42.0	6,0	—
1943	март	29	05 ч. 14 мин.	18.0	44.0	6,0	—
1915	май	8	13 ч. 43 мин.	23.0	39.0	6,8	—

Таблица 297

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, ° с. ш.*	*Долгота, ° в. д.*	*М*	*Н, км*
ЕГИПЕТ							
1978	декабрь	9	07 ч. 13 мин.	24.0	26.1	5,8	—
1981	ноябрь	14	09 ч. 05 мин.	23.7	32.5	5,8	3
1982	октябрь	30	04 ч. 36 мин.	25.9	33.6	4,8	33
1984	июль	2	01 ч. 47 мин.	25.0	34.3	5,2	3
ЛИВИЯ							
1935	апрель	19	15 ч. 23 мин.	32.5	15.2	7,1	—
1935	апрель	19	20 ч. 31 мин.	31.0	15.5	6,0	—
1935	апрель	20	05 ч. 11 мин.	31.0	15.8	6,5	—

тарктидой и п-овом Индостан входил в состав Гондваны. При распаде Гондваны Австралия разобщилась с Антарктидой и Индией вследствие раздвижения океанической литосферы в Австрало-Антарктическом и в других срединно-океанических рифтах.

В настоящее время продолжается перемещение к северу южного края Индо-Австралийской литосферной плиты, на котором расположена Австралия. Перемещение происходит с разной скоростью в разных блоках между трансформными разломами, секущими Австрало-Антарктический срединно-океанический рифт. Поэтому континент Австралии разбит субмеридиональными разломными зонами. С ними связаны сейсмические пояса. Выделяют четыре таких пояса (*Sykes,* 1980). По географическому расположению относительно Австралийского континента их можно назвать Западным прибрежным, Западным срединным, Восточным срединным, Восточным прибрежным. Для всех этих поясов имеются общие сходные условия развития землетрясений. Они заключаются в общем сильном горизонтальном сжатии литосферы в направлении с юга на север (*Denham et al.,* 1979).

В самых общих чертах континент Австралии представляет собой древнюю платформу с докембрийским фундаментом и чехлом из палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород (*Хаин,* 1979). Западный край континента приподнят и образует Западно-Австралийский щит (1226 м). К западному и восточному разломным краям этого щита приурочены Западный прибрежный и Западный срединный сейсмические пояса.

Западный прибрежный сейсмический пояс приурочен на юге к системе крупных меридиональных разломов хр. Дарлинг (582 м), а севернее — к системе разломов складчатой зоны Ашбертон.

Западный срединный сейсмический пояс протягивается на юге по крупным разломам восточной границы древнего массива Йилгари. Северная часть этого пояса протягивается по разломам долины р. Холс-Крик на плато Кимберли (хр. Дьюрак) к заливу Жозеф Бонапарт.

Срединная часть континента Австралии представляет собой несколько крупных синеклиз, которым соответствуют бессточные бассейны. На востоке срединной части, на 600 км к северу, в глубь континента от залива Спенсер, протягивается хр. Флиндерс (1189 м). Он сложен блоками складчатых структур байкальского возраста, разбитых молодыми активными разломами. С ними связан Восточный срединный сейсмический пояс.

Существенно иное геологическое строение имеет восточный приподнятый край континента Австралии. Здесь развиты восточноавстралийские прибрежные горы. Они представляют собой каледонские и герцинские складчатые структуры, разбитые на блоки молодыми разломами. Наиболее высокая южная часть этих гор известна под названием Австралийских Альп (2234 м). С разломами этой горной системы связан Восточный прибрежный сейсмический пояс Австралии (*Denham,* 1976). Он продолжается на юг, охватывая и Тасманию.

Сейсмичность двух западных поясов можно охарактеризовать совместно. Так, большое количество слабых землетрясений происходит по системе разломов Дарлинг восточнее гор. Перт. Севернее — по разломам складчатой системы Ашбертон — тоже происходит большое количество слабых землетрясений. Иногда по разломам системы Дарлинг бывают и сильные сейсмические толчки. Примером служит землетрясение, происшедшее в 1941 г., 29 апреля, в 01 ч. 35 мин. Эпицентр в верховьях р. Мерчисон, западнее хр. Николсон. 26.8° ю. ш., 116.1° в. д. M=6,5. H=32 км. Сила 8 баллов. Аналогичным было землетрясение на юге системы разломов Дарлинг в 1963 г., 18 января, в 05 ч. 59 мин. Эпицентр в 120 км юго-восточнее гор. Перт. 32.2° ю. ш., 117.2° в. д. M=5,8. Сила 7 баллов. Характерно, что изосейсты обоих этих землетрясений имели северо-восточную ориентировку по диагональным разломам (*Everingham,* 1968).

Повышенной сейсмичностью отличается восточная разломная граница древнего массива Йилгари, расположенного к востоку от разломной зоны Дар-



Австралия. Восточный срединный сейсмический пояс. Блоковый хребет Флиндерс, вдоль которого происходят землетрясения



Австралия. Западный прибрежный сейсмический пояс. Город Перт

линг. В качестве примеров приведем землетрясения 1968 и 1979 гг.

Землетрясение Мекеринг, 1968 г., 14 октября, 02 ч. 51 мин. Эпицентр в разломной зоне в массиве Йилгари у пос. Мекеринг. 31.5° ю. ш., 117.0° в. д. M=6,8. H=3 км. Разломы на поверхности земли длиной до 30 км. Обвалы. Многочисленные форшоки и афтершоки (*Болт,* 1981; *Langston,* 1987).

Землетрясение Кадукское, 1979 г., 2 июня, 09 ч. 48 мин. Эпицентр в массиве Йилгари у пос. Кадукс. 30.8° ю. ш., 116.8° в. д. M=6,3. H=15 км. Разломы на поверхности длиной до 10 км. Смещения блоков до 1,4 м по разломам. Поднятия местности. Землетрясение ощущалось во всей Западной Австралии (*Gregson, Paull,* 1979; *Lewis et al.,* 1981).

Характерно, что на восточной границе массива Йилгари, в районе пос. Кадукс, землетрясения происходят систематически. Примерами служат события в 1980—1983 гг. (*Gregson, Denham,* 1984, 1986, 1987) (см. табл. 298).

Срединная часть континента Австралии характерна относительно слабой сейсмичностью. Однако и здесь изредка происходят сильные землетрясения. Например, внутриплитное землетрясение произошло в горах Масгрейв (1515 м) 30 марта 1986 г. в 08 ч. 54 мин. Эпицентр в районе пос. Марриат-Крик. 25.95° ю. ш., 132.58° в. д. M=6,0. H=10 км. Сила 6 баллов. Многочисленные афтершоки. Разломы на поверхности земли длиной до 13 км (*Barlow et al.,* 1986; *Mc Cue et al.,* 1987).

Восточный срединный сейсмический пояс расположен в зоне перехода к структурам восточной части Австралии с ее складчатыми горами. Пояс протягивается на север от восточного берега Большого Австралийского залива и берега залива Спенсера. С ним связано большое количество эпицентров земле-

Таблица 298

Год	*Месяц*	*Число*	*Время*	*Широта, °с. ш.*	*Долгота, °в. д.*	*M*	*H, км*	*Сила в баллах*
1980	декабрь	10	04 ч. 35 мин.	30,73	117.15	5,0	13	5
1982	январь	24	04 ч. 06 мин.	30.90	117.12	4,3	5	5
1982	февраль	6	15 ч. 24 мин.	30.87	117.16	4,9	7	6
1983	январь	26	06 ч. 16 мин.	30.73	117.13	4,8	10	5

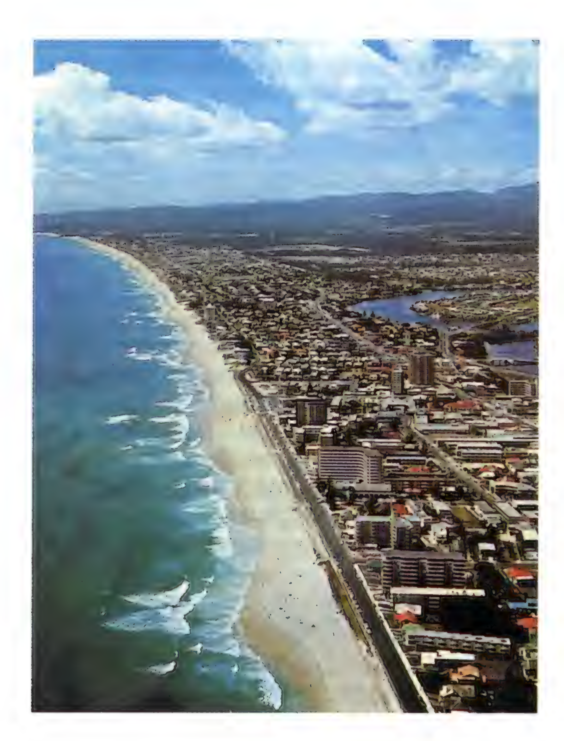
Австралия. Восточный срединный сейсмический пояс. Город Аделаида

трясений. Сейсмический пояс проходит по разломам хр. Флиндерс, а еще дальше к северу — по разломам западного борта синеклизы Большого Артезианского Бассейна. Максимальное число землетрясений приурочено к тектоническим узлам пересечения разломов.

Землетрясение Аделаидское, 1954 г., 1 марта. Эпицентр на разломе Эден в устье р. Муррей, в 15 км восточнее гор. Аделаида. 34.9° ю. ш., 138.9° в. д. M=5,3. H=4 км. Сила 8 баллов. Сильные разрушения зданий в поселках (*Greenhalgh et al.*, 1986).

Землетрясение Южно-Австралийское, 1965 г., 28 августа, 00 ч. 26 мин. Эпицентр на пересечении продольных разломов хр. Флиндерс с поперечными. 32.3° ю. ш., 138 в. д. M=5,2. Афтершок 28 августа в 00 ч. 46 мин. M=4,6. Землетрясение ощущалось на большой территории (*Sutton, White*, 1966).

Землетрясение Белтана, 1983 г., 29 декабря, 17 ч. 42 мин. Эпицентр в хр. Флиндерс у железнодорожной станции Белтана. 30.79° ю. ш., 138.40° в. д. M=5,3. H=20 км. Сила 6 баллов. Главному толчку предшествовали 2 форшока, а после него последовало 16 афтершоков. Главный толчок ощущался на территории 15 тыс. км^2.



Австралия. Восточный прибрежный сейсмический пояс. Город Брисбен



Австралия. Восточный прибрежный сейсмический пояс. Остров Тасмания. Город Хобарт

При сжатии литосферы в направлении восток — запад произошли левосторонние подвижки блоков литосферы в северо-западном направлении (*Greenhalgh, Denham,* 1986; *Gregson, Denham,* 1987).

Восточный прибрежный сейсмический пояс соответствует разломам горной системы восточноавстралийских гор. Землетрясения происходят в узлах пересечения разломов. Этот пояс протягивается с севера на юг по хр. Нью-Ингленд к западу от гор. Сидней, по Австралийским Альпам и далее на юг о. Тасмания к порту Хобарт. В пределах Восточного прибрежного сейсмического пояса расположены крупнейшие города Австралии: Брисбен, Сидней, Канберра, Мельбурн, Хобарт.

Землетрясение Дальтон — Ганнинг, 1949 г., 10 марта, 22 ч. 30 мин. Эпицентр между поселками Дальтон и Ганнинг, в 70 км севернее Канберры. 34.74° ю. ш., 149.20° в. д. M=5,5. H=33 км. Сила 8 баллов. Изосейсты вытянуты в виде узких эллипсов в северо-восточном направлении. Сильные разрушения зданий (*Denham,* 1976).

Землетрясение Робертсон, 1961 г., 21 мая, 21 ч. 40 мин. Эпицентр в тектоническом узле пересечения разломов у г. Шиверинг (1121 м) близ гор. Робертсон, в 100 км юго-западнее Сиднея. 34.6° ю. ш., 150.5° в. д. M=5,8. H=19 км. Сила 7 баллов. Многочисленные афтершоки по поперечным разломам северо-западного простирания (*Cleary, Doule,* 1962; *Denham,* 1976).

Землетрясение Литгоу, 1985 г., 13 февраля. Эпицентр на разломах Голубых гор близ Литгоу, в 100 км северо-западнее Сиднея. 33.5° с. ш., 150.2° в. д. M=4,3. H=7 км. Сила 7 баллов. Землетрясение ощущалось на расстоянии до 200 км от эпицентра. Разрушения зданий в Литгоу. Ущерб 65 тыс. долл. (*Michael-Leiba, Denham,* 1987).

Некоторые очаги землетрясений приурочены к разломам восточного подводного континентального склона Австралии.

Землетрясение Кемпсийское, 1979 г., 6 сентября. Эпицентр в основании восточного подводного континентального склона Австралии в Тасмановом море, в 25 км северо-северо-восточнее гор. Кемпси. 30.9° ю. ш., 153.0° в. д. M=5,0. H=10 км. Сила 5 баллов. Землетрясение ощущалось на территории около 1 тыс. км^2 (*Rynn, Lynam,* 1982).

Землетрясение Тасманова моря, 1983 г., 25 ноября, 19 ч. 56 мин. Эпицентр в Тасмановом море близ Австралии. 40.5° ю. ш., 155.6° в. д. M=6,2. H=3 км. Очаг землетрясения приурочен к сбросу (*Denham,* 1985).

Значительное количество слабых землетрясений происходит на южном конце о. Тасмания близ Хобарта, где находится южное окончание Восточного прибрежного сейсмического пояса Австралии.

Пассивные окраины полуострова Индостан. Этот регион представляет собой обломок Гондваны, сравнительно поздно причленившийся к Азии. Это произошло после эоцена, т. е. более 38 млн лет назад (*Хаин,* 1979). Индостан — однородный в геологическом отношении субконтинент длиной 2500 км, шириной до 1500 км (на севере). Его древняя платформа образована докембрийским фундаментом и маломощным сравнительно с другими платформами чехлом из протерозойских, палеозойских и мезозойских пород. В перикратонных прогибах, на севере Индии, значительную мощность в чехле осадочных пород имеют кайнозойские породы.

Полуостров расчленен крупными разломами на несколько больших блоков. Приподнятые блоки представляют собой кристаллические щиты, опущенные — синеклизы. Особо выделяется самая большая (до 600 км в диаметре) Деканская синеклиза. Она заполнена вулканогенными образованиями мощностью около 3 км. Формирование трапповой формации было обусловлено крупными разломами литосферы в раннем мелу и палеогене. С этой зоной связаны и землетрясения Западной Индии.

Края Индостана оборваны разломами, вдоль которых сформировались грабены с осадочными бассейнами в них. Редкие, но сильные землетрясения происходят в западной пассивной части Индостана. Так, в 1819 г. сильное землетрясение произошло на п-ове Кач.

Землетрясение Кач, 1819 г., 16 июня. Эпицентр на широтном разломе Большого Качского Ранна, у пос. Синдри, близ индийско-пакистанской границы, 24.2° с. ш., 69.1° в. д. Разломы на местности. Опускания местности ниже уровня моря на южном крыле разлома Большого Качского Ранна. Катастрофическое затопление морем опущенной местности на большой площади. Поднятие местности на 6 м на северном крыле разлома на протяжении 130 км. Сильные разрушения домов. Погибли 1543 человека (*Рихтер,* 1963; *Робертс,* 1966; *Болт,* 1981).

Землетрясение Кач, 1956 г., 21 июля. Эпицентр в Большом Качском Ранне близ гор. Анджара. 23.2° с. ш., 70.0° в. д. M=7,0. H=18 км. Сила 9 баллов. Сильные разрушения в Анджаре (*Tandon,* 1958).

В 1843 г., 1 апреля, сильное землетрясение произошло в Южной Индии близ гор. Баллари, в 300 км от западного берега Индостана. 15.0° с. ш., 77.0° в. д. Оно вызвало значительные разрушения.

В 1938 г., 14 марта, сильное землетрясение случилось в северной части Деканской синеклизы, в 350 км от западного берега Индостана. 21.5° с. ш., 75.7° в. д. M=6,5. H=40 км. Оно охватило территорию около 1 млн км^2 и вызвало сильные разрушения построек (*Петрушевский, Кондорская, Шебалин,* 1968). Еще более сильное землетрясение произошло в 1967 г.

Землетрясение Западно-Деканское, 1967 г., 10 декабря, 22 ч. 51 мин. Эпицентр на западном краю Деканской синеклизы, у подножия гор Западные Газы, близ пос. Койна-Нагар. 17.5° с. ш., 73.9° в. д. M=6,5. H=40 км. Сила 8 баллов. Сильные разрушения построек на территории 50 тыс. км^2. В пос. Койна-Нагар разрушено 80% всех зданий. Повреждение плотины на р. Койна. Погибли 200, ранены 700 человек. Землетрясение ощущалось на площади 600 тыс. км^2 в Западной Индии. Сильные афтершоки (*Петрушевский и др.* 1968; *Петрушевский,* 1969; *Губин,* 1970; *Горячев,* 1988).

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Приведенные выше данные позволяют сформулировать представление о глобальной схеме распределения сейсмических поясов Земли и зон землетрясений. Главная роль в ней принадлежит литосферным плитам и их взаимодействиям. Подавляющее большинство землетрясений происходит на границах плит. Особенности распределения сейсмических поясов определяются взаимоотношениями океанической и континентальной литосферы.

Рифтовые — срединно-океанические — сейсмические пояса образуют глобальную систему. Для них характерно растяжение литосферы, происходящее при поднятиях глубинного астеносферного вещества. Землетрясения в этих поясах имеют небольшую интенсивность, небольшие глубины очагов (10—20 км). В очагах происходят раздвиговые деформации литосферы. В участках пересечения рифтов трансформными разломами интенсивность землетрясений увеличивается (до M=6,0, 7,0), а глубины очагов возрастают до нескольких десятков километров. Они происходят в условиях сдвиговых движений блоков литосферы и деформаций ее в очагах землетрясений.

Периферийно-океанические — островодужные — сейсмические пояса очень разнообразны. Можно выделить три их подтипа: собственно периферийно-океанический, приконтинентальный и межконтинентальный подтипы.

Собственно периферийно-океанический подтип присущ островным дугам Марианского и Тонга-Кермадекского архипелагов. Это молодые — не старше олигоцена — дуги, заложившиеся среди океанической литосферы далеко от континентов. Зоны Заварицкого — Беньоффа в них отличаются большой крутизной (до 70°) и большой глубиной (до 780 км). Там происходит большое количество землетрясений, преимущественно на небольшой глубине, в условиях сильного сжатия и сдвигов поддвигающейся под островные дуги океанической литосферы. Магнитуды землетрясений очень разнообразны (от 3.0 до 8.5).

Приконтинентальные островодужные сейсмические пояса характерны большой сложностью строения вследствие наличия в островных дугах блоков более древней (палеозойской) литосферы. Эти дуги развиваются длительно — в течение всего мезозоя и кайнозоя. Океаническая литосфера, поддвигающаяся под островные дуги, разбита по простиранию на блоки, слабо связанные друг с другом. Поэтому каждый из них движется обособленно. Это приводит к автономному накоплению напряжений в литосфере в условиях сильного ее сжатия, к разрядке в виде землетрясений в том или ином блоке с последующей миграцией их в соседние по простиранию дуг блоки. Интенсивность землетрясений очень разнообразна (магнитуды от 2,0 до 8,5). В зависимости от направления поддвига океанической литосферы и скорости поддвига имеются различия в глубинах очагов землетрясений. Так, в Алеутской дуге поддвиг происходит в направлении, близком к простиранию зоны Заварицкого — Беньоффа по пологой поверхности (угол 30°). Очаги землетрясений глубже 200 км отсутствуют. В них происходят сдвиговые деформации.

В соседней Камчатско-Курильской дуге поддвиг происходит почти вкрест простирания зоны Заварицкого — Беньоффа по более крутой (до 60°) поверхности. Глубины очагов землетрясений возрастают до 600 км. Здесь происходит сжатие литосферы в верхней части зоны поддвига, растяжение и сдвиги в более глубоких частях. Основная масса очагов землетрясений находится не глубже 100 км. Эпицентры их располагаются перед островными дугами, на океаническом дне между глубоководным желобом и дугой. Реже они располагаются в пределах дуг. В тылах дуг — в окраинных морях — происходит задуговой спрединг, в результате чего случаются мелкофокусные сильные землетрясения, обособляющиеся в линейную зону землетрясений.

Межконтинентальные островодужные сейсмические пояса характерны еще большим усложнением строения островных дуг. Это совокупности разновозрастных дуг и литосферных блоков, частично наложенных друг на друга в

течение многих тектонических циклов в мезозое и кайнозое. Таковы сейсмические пояса Филиппин, Индонезии, Австралазии. Формирование этих островодужных систем происходило в условиях встречного поддвига литосферы как со стороны океана, так и со стороны окраинных морей. Это следствие сильно развитого задугового спрединга литосферы. В результате происходит как бы выжимание блоков островодужной литосферы вверх и сдвиг их по простиранию островных дуг. Вдоль островов протягиваются глубоководные желоба как со стороны океана, так и со стороны окраинных морей. Это выходы сейсмофокальных зон. Все это обусловливает частые и сильные землетрясения в условиях сжатия и сдвигов литосферы. Основная масса землетрясений происходит на глубинах до 100 км, но изредка случаются и землетрясения с глубиной очагов до 750 км. Магнитуды землетрясений разнообразны (от 3,0 до 8,0).

Периферийно-континентальные — андийские — сейсмические пояса отличаются пологими (угол 30°) наклонами зон Заварицкого — Беньоффа и связанными с ними крутопадающими в сторону океана оперяющими разломами. Края континента, надвинутые по зоне поддвига, высоко приподняты над уровнем океана. Вдоль них на дне океана протягиваются глубоководные желоба — выходы сейсмофокальных зон. Зоны землетрясений разных рангов накладываются друг на друга. Подавляющее большинство землетрясений происходит на небольших глубинах. Их эпицентры располагаются между осями глубоководных желобов и берегами континента. Однако довольно много сильных землетрясений происходит и по разломам надвинутого края континента — в его грабенах и горстах. Интенсивность землетрясений большая. Происходят серии толчков с магнитудами до 8,6. Таковы предандийские и внутриандийские землетрясения. Реже происходят сильные мелкофокусные землетрясения в тылу Анд (заандийские землетрясения). Они приурочены к разломам, ограничивающим Анды со стороны древних континентальных платформ.

Коллизионные сейсмические пояса приурочены к регионам складчато-глыбовых горных сооружений, возникших при столкновении плит Гондванского и Евразийского мантийно-литосферного секторов при закрытии океана Тэтис. Можно выделить три подтипа этих поясов: гималайский, ирано-малоазиатский, средиземноморский.

Гималайский подтип сейсмических поясов характерен предельным сближением сталкивающихся литосферных плит. Это Индостанская и Центральноазиатская плиты. Горная дуга Гималаев образована литосферными надвиговыми чешуями. Разграничивающие их надвиговые поверхности полого наклонены на север. С ними связаны очаги многочисленных поверхностных землетрясений. Некоторые из них весьма сильные. Давление смещающейся на север Индостанской плиты обусловливает вытеснение крупных литосферных блоков на юго-восток и на северо-запад по системам сдвигов. Это обусловливает особо сильные землетрясения (M=8,9) в сферах влияния Шиллонгского (на востоке) и Джеламского (на западе) выступов Индостанской плиты.

Ирано-Малоазиатский подтип сейсмических поясов характерен более отдаленным, нежели в Гималаях, взаимодействием сталкивающихся литосферных плит — Аравийской и Центральноазиатской. Складчато-надвиговые горные дуги Ирана и Малой Азии сжаты между большими приподнятыми срединными массивами, от которых они отделяются чешуйчатыми надвигами. Вдоль границ срединных массивов происходят сдвиги литосферных блоков. С ними связаны сильные поверхностные землетрясения с очагами на глубинах от 5 до 25 км. Происходит интенсивная миграция сейсмической активности по простиранию сдвигов.

Средиземноморский подтип сейсмических поясов характерен отдаленным взаимодействием сближающихся Африканской и Европейской литосферных плит. В этой весьма подвижной зоне расположены опущенные ниже уровня моря

микроплиты с океанической земной корой: Ионическая, Адриатическая, Тирренская, Алжиро-Прованская, Альборанская. Между ними расположены альпийские складчато-надвиговые горные пояса сложной конфигурации. На их границах по разломам происходят частые сильные мелкофокусные землетрясения. Особые условия сейсмичности характерны для реликтовых островных дуг — Критской в Эгейском и Калабрской в Тирренском морях. Здесь происходят землетрясения с глубинами очагов до 200 км в Критской и до 450 км в Калабрской дугах. Следует также отметить, что на юге Испании 29 марта 1964 г. произошло землетрясение с М=7,0 и H=650 км. Сильные сдвиговые поверхностные землетрясения происходят в горах на побережье Средиземного моря в Алжире, Италии, Греции.

Повышенная сейсмичность характерна и для сейсмических поясов в краевых альпийских горных сооружениях, протягивающихся вдоль пояса Тэтис на севере (Копетдаг, Кавказ, Крым, Карпаты, Альпы, Пиренеи).

Трансформные границы литосферных плит — третий основной их тип (после дивергентных и конвергентных границ). **Зоны землетрясений трансформных границ** характерны горизонтальным перемещением одной плиты относительно другой — соседней. Вследствие сцепления краев этих плит на их границах происходит концентрация сжатия литосферы в одних местах, концентрация растяжения — в других. В результате возникают землетрясения с неглубокими очагами (в земной коре, чаще всего — в верхней ее зоне). Значения магнитуд этих землетрясений колеблются от 1—2 до 8,3. В очагах происходят сдвиговые деформации. Типичной трансформной зоной землетрясений является система разломов Сан-Андреас на западном побережье Северной Америки.

Внутриплитные континентальные сейсмические пояса очень разнообразны. Их можно подразделить на **срединно-континентальные** и **окраинно-континентальные**. Срединно-континентальные пояса в свою очередь подразделяются на подтипы: пояса горстовых горных дуг, сводово-дорифтовые, рифтовые, срединно-континентальные, рифтовые межконтинентальные пояса.

Горстово-горнодуговые сейсмические пояса характерны для срединно-континентальной Азии. Это горстовые горные дуги Тянь-Шаня, Алтая, Саян и др. Они формируются на новейшем этапе развития в условиях общего сжатия литосферы. При этом происходит выдавливание вверх горстовых горных дуг между жесткими срединными массивами и сдвиги их вдоль граничных разломов. В результате происходят сильные поверхностные землетрясения сдвигового типа с М до 7,5.

Сводово-дорифтовые сейсмические пояса присущи регионам с несколько ослабленным воздействием междуплитного горизонтального сжатия континентальной литосферы. Для таких новейших сводов характерно преобладание вертикальных движений (Хангайский, Хэнтэйский, Хинганский и другие своды). Они осложнены наложенными на них горстовыми горными дугами. Вдоль секущих своды разломов происходят сильные мелкофокусные землетрясения сдвигового типа с М до 8,7.

Рифтовые срединно-континентальные сейсмические пояса характерны для регионов с интенсивным новейшим континентальным рифтогенезом (Восточная Африка, Хубсугульско-Байкальская рифтовая система, система Рио-Гранде). В условиях горизонтального растяжения литосферы и подъема астеносферных линз в рифтах происходят мелкофокусные слабые и сильные землетрясения. Для них характерны сбросово-сдвиговые и раздвиговые деформации в очагах, происходящие в результате перемещений блоков, ограничивающих рифты. Большинство землетрясений имеют небольшие магнитуды (М=3,0—5,0), но на их фоне происходят и толчки с М до 7,8.

Рифтовые межконтинентальные сейсмические пояса — Афарский, Красноморский и Аденский рифты — представляют собой последовательные стадии раздвигания континентальных плит и образования межконтинентальных рифтовых депрес-

сий. В них происходят преимущественно слабые мелкофокусные землетрясения.

Внутриплитные окраинно-континентальные сейсмические пояса очень разнообразны. В самых общих чертах их можно подразделить на пояса в активных и пассивных окраинах континентов.

Сейсмические пояса активных континентальных окраин характерны для притихоокеанских окраин Азии. Это области мезозойской и кайнозойской переработки древней континентальной литосферы с развитием в ней систем рифтов. В их пределах происходят многочисленные мелкофокусные землетрясения со сдвиговыми деформациями в очагах. Некоторые из них имеют большие (до 8,3) магнитуды и отличаются катастрофическими последствиями на обширных территориях (Китай).

Сейсмические пояса пассивных континентальных окраин присущи окраинам континентов, ограничивающих Атлантический и Индийский океаны в пределах Лавразийского и Гондванского мантийно-литосферных сегментов Земли. Соответственно с этими сегментами сейсмические пояса пассивных континентальных окраин подразделяются на лавразийские и гондванские.

Лавразийские сейсмические пояса пассивных континентальных окраин охватывают весьма большие территории — внеальпийскую Западную Европу и восточную часть Северной Америки. В их пределах происходят процессы образования молодых рифтов, с которыми связаны мелкофокусные, иногда довольно сильные землетрясения. В их очагах происходят сбросовые и сдвиговые деформации литосферы.

Гондванские сейсмические пояса пассивных континентальных окраин приурочены к относительно узким полосам приатлантической и прииндоокеанской литосферы. В их пределах развиты так называемые листрические сбросы, осложняющие прибрежные зоны океанов и континентов с образованием подводных осадочных бассейнов. Вследствие периодического оживления этих разломов происходят мелкофокусные, иногда сильные и разрушительные землетрясения.

Итак, в литосфере Земли имеется глобальная система срединно-океанических рифтов, в которых происходит растяжение литосферы. Оно сменяется глобальным сжатием в пределах как океанической, так и континентальной литосферы. Исключение составляют относительно узкие зоны срединно-континентального рифтогенеза. Проявления этого глобального сжатия литосферы в виде землетрясений довольно разнообразно в зависимости от тех или иных особенностей строения литосферы и верхней мантии.

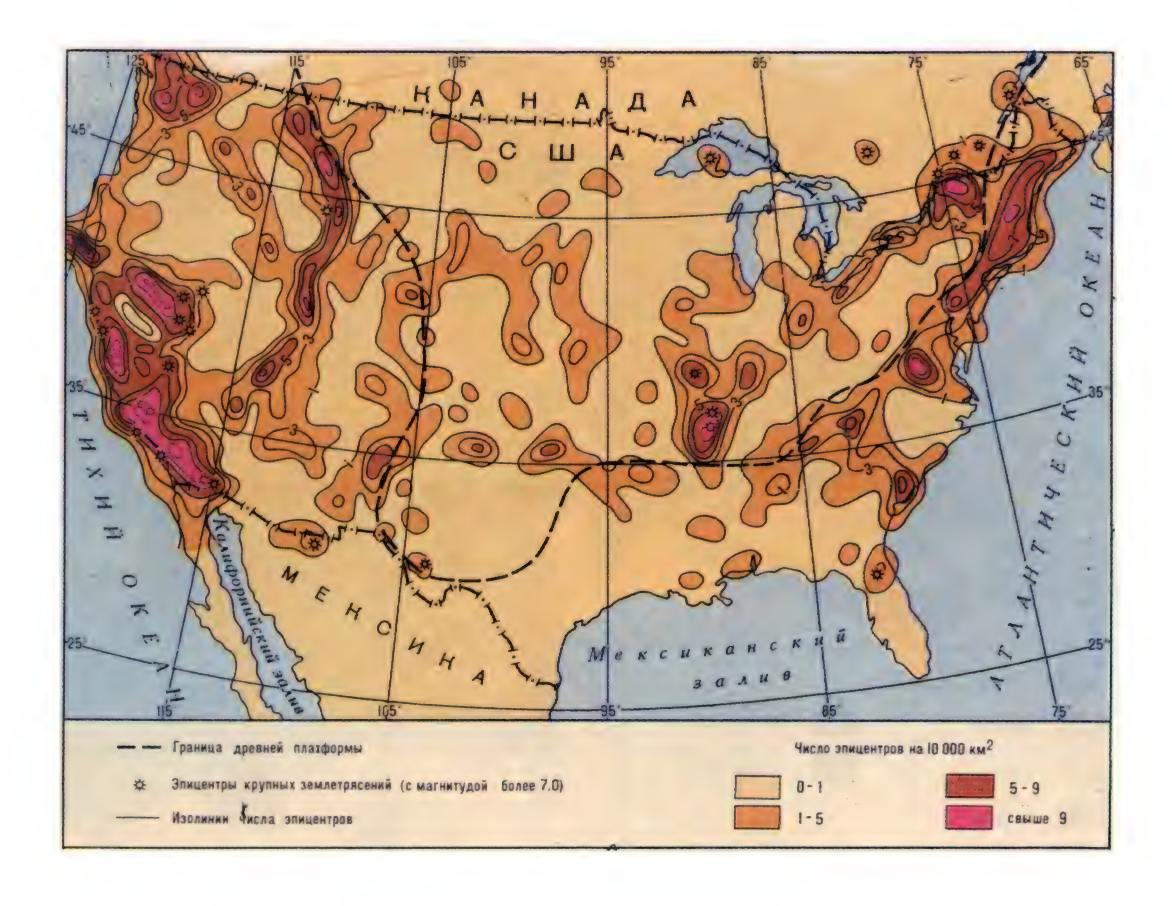
ИНЖЕНЕРНО-СТРОИТЕЛЬНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В пределах зоны землетрясений сейсмичность меняется от места к месту. Она зависит от глубины и размеров очагов, расположения эпицентров и силы землетрясений, от конфигурации изосейст при сильных толчках. При инженерно-строительной характеристике сейсмичности тех или иных регионов обычно учитываются только сильные землетрясения с глубиной очага меньше 60 км. Промежуточные и глубокофокусные землетрясения, за редкими исключениями, проявляются на земной поверхности сравнительно слабо. При районировании их воздействие на инженерные сооружения обычно не учитывается.

Карта сейсмичности средней части Северной Америки (по G. Woollard, F. King)

Представления о сейсмичности тех или иных территорий дают карты сейсмического районирования. Наиболее простые показывают расположение эпицентров землетрясений разной силы. Они дают первое, самое общее представление о зонах землетрясений и их сейсмичности. Более совершенны карты, отображающие количество эпицентров на 10 тыс. км^2 в разных участках изучаемой территории. Примером может служить карта сейсмичности территории США. Такие карты более точно изображают конфигурацию и некоторые особенности зон землетрясений. Однако для прогноза будущих землетрясений они мало эффективны.

Значительно совершеннее карты, составленные путем обобщения изосейст прошлых землетрясений, происшедших за тот или иной период. Такие карты называются **изосейсмальными**. Примером служит изосейсмальная карта Европы. Однако и они не учитывают многие особенности сейсмотектоники. Поэтому

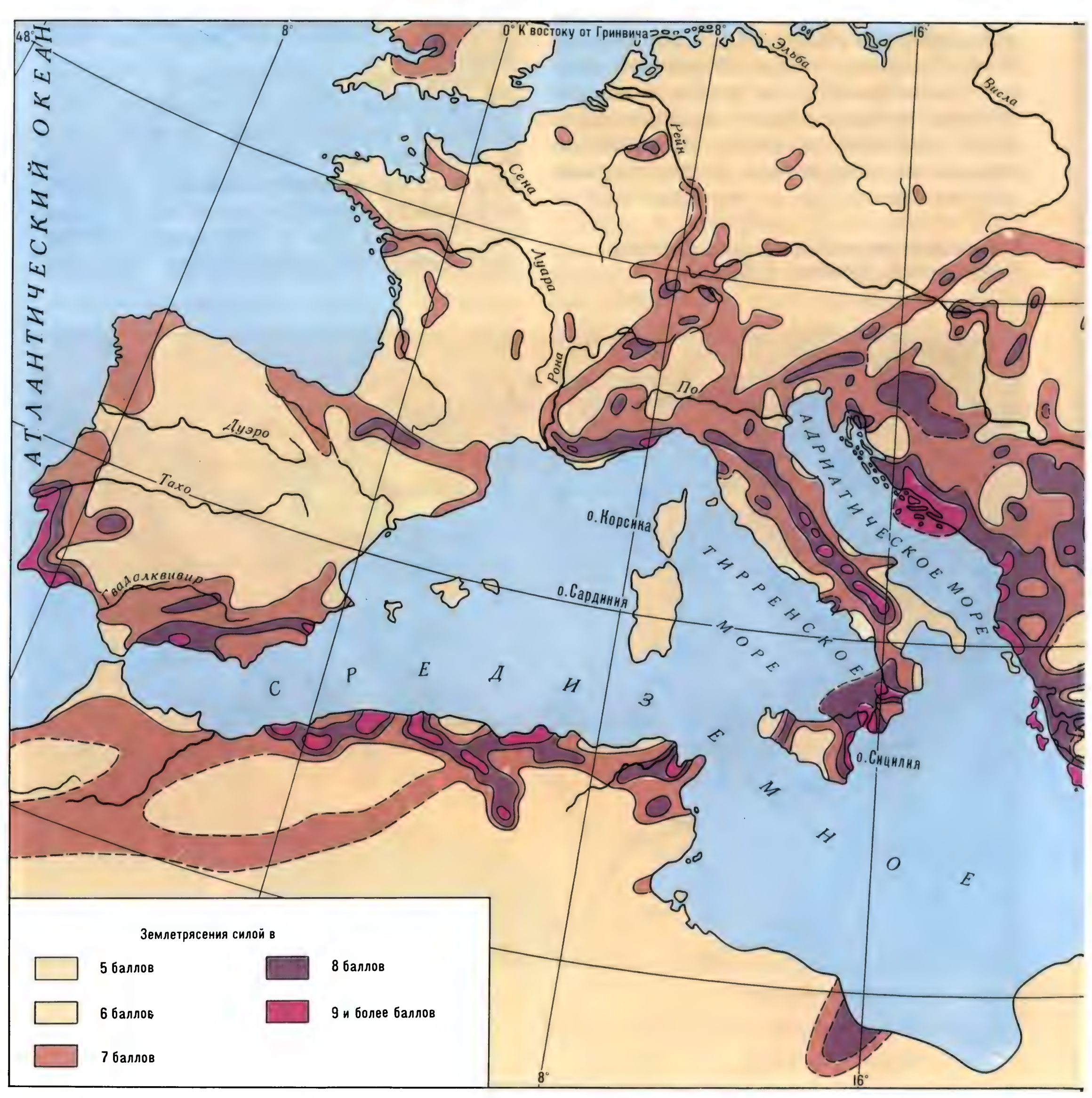


использование их для прогноза будущих землетрясений иногда затруднительно. Дело в том, что после каждого сильного землетрясения приходится вносить в такие карты поправки (иногда очень существенные). Поэтому начиная с 50-х гг. XX в. в СССР стали разрабатывать **сейсмотектонические методы сейсмического районирования** (*Губин,* 1950). В настоящее время сейсмическое районирование в России проводится с учетом

Изосейсмальная карта Европы и сопредельных областей (по Г. П. Горшкову, V. Karnic)

этих методов. Ниже дается общее представление о них.

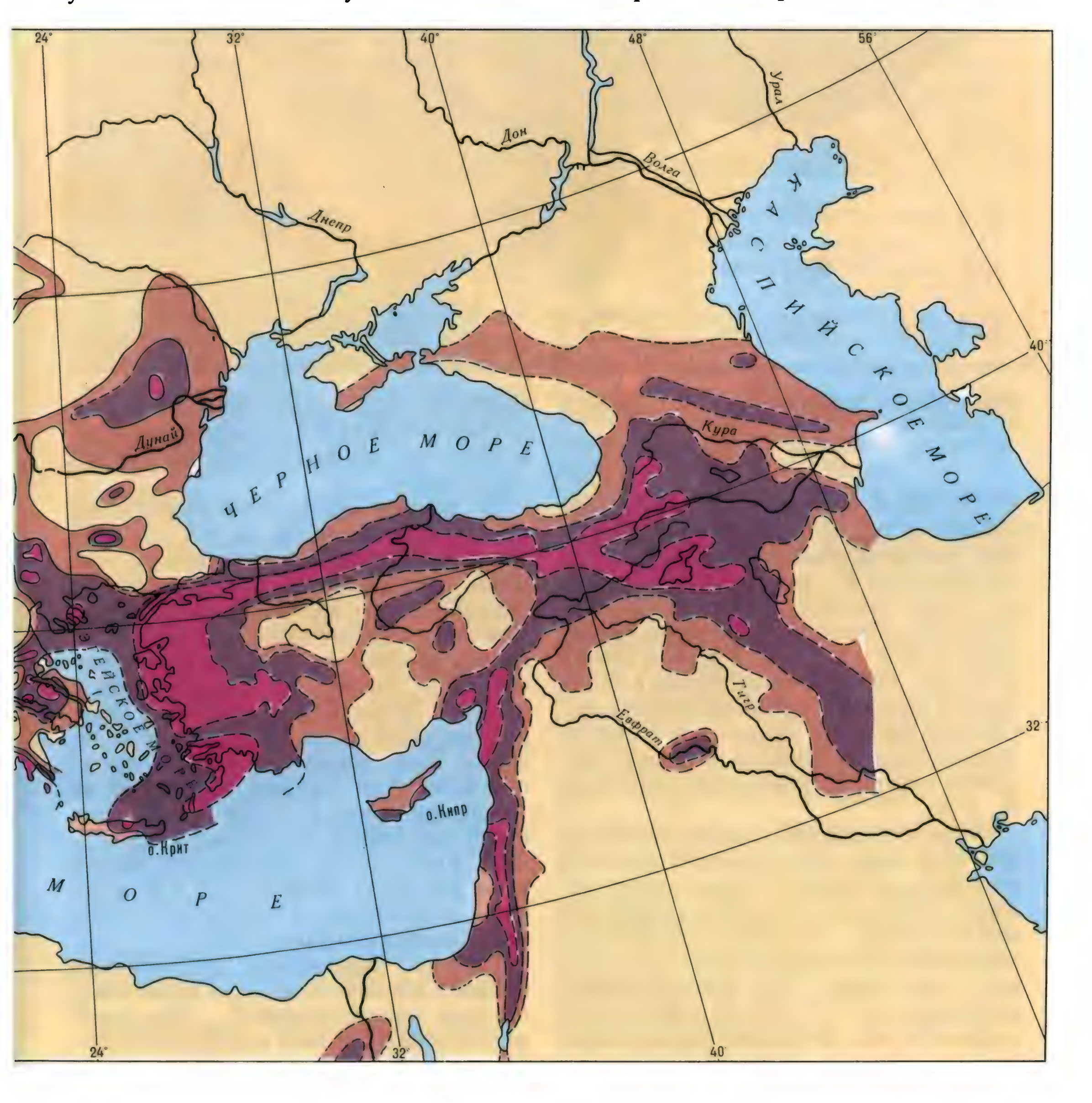
Для изображения сейсмичности зон землетрясений наиболее часто используют **карты сейсмической активности и карты сейсмического районирования**. На первых с помощью особых изолиний в условных единицах передается распределение интенсивности сейсмичности. На вторых показывают расположение территорий с разной силой сотрясений поверхности Земли для прогнозирования возможных максимальных землетрясений. Эти два вида карт дополняют друг

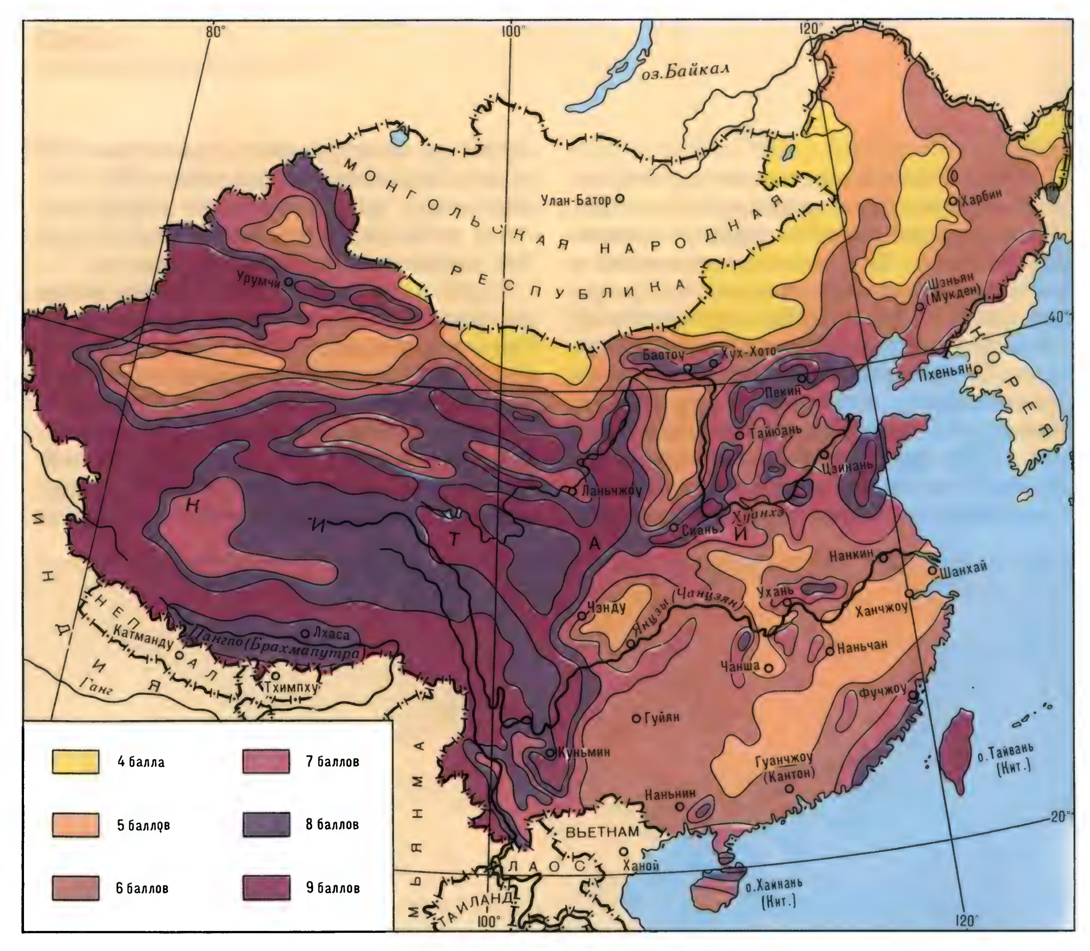


друга.

Общей задачей инженерно-строительного сейсмического районирования зон землетрясений является прогноз максимальной силы будущих землетрясений в зонах возникновения очагов землетрясений (ВОЗ). Зоны ВОЗ соответствуют сейсмотектоническим активным структурам с интенсивными контрастными движениями литосферы (разломы, флексуры, складки). Характеристика зон ВОЗ производится по расчетным параметрам их сейсмичности. Обычно учитывают сейсмическую активность структур, повторяемость землетрясений разных энергетических классов (K), максимальную энергетическую характеристику возможных землетрясений (K_{max}). Эти параметры взаимообусловлены.

Первый параметр — сейсмическая активность — обозначается символом A. Она представляет собой среднюю годовую частоту землетрясений определенного энергетического класса K в пределах территории определенной величины. Так, для территории с умеренной сейсмичностью для расчетов используют землетрясения энергетического класса





Изосейсмальная карта Китая (по Г. П. Горшкову и Ли Шань Пэну

$K=10\pm0{,}5$ и составляются карты сейсмичности A_{10}. Для территорий с высокой сейсмичностью составляют карты сейсмичности A_{15}, используя землетрясения энергетического класса $K=15\pm0{,}5$. Величину расчетной территории принимают равной 1 тыс. км^2 в первом случае и 500 тыс. км^2 во втором. Время в обоих случаях принимают равным одному году. Соблюдение таких правил при расчетах сейсмической активности позволяет увязывать карты, составленные в единицах A_{10} и A_{15}.

Вторым параметром сейсмичности той или иной зоны землетрясений является угол наклона кривой в специальном графике повторяемости землетрясений разной магнитуды. Известно, что сильные землетрясения происходят во много раз реже, чем слабые. Так, землетрясения с магнитудой $M=7{,}1$ и более повторяются в одном и том же районе только через много лет. Слабые же землетрясения с магнитудой $M=3{,}0$ и меньше происходят в пределах одного и того же района очень часто.

По данным многолетней регистрации землетрясений в пределах той или иной зоны либо части ее составляются графики повторяемости землетрясений в зависимости от величины их магнитуд. Для этого в прямоугольных координатах на оси абсцисс откладывают значения магнитуд. Учитывают землетрясения с $M=4{,}0$ и более. По оси ординат в логарифмической шкале откладывают количество землетрясений данной магнитуды в течение года (среднее количество за тот или иной срок регистрации). График имеет вид кривой, наклонной к оси абсцисс. Угол наклона выражается числом и обозначается символом γ. Его величины колеблются от 0,45 до 0,55. Средняя величина его равна 0,50.

Третьим параметром сейсмичности является максимальная сила возможных будущих землетрясений K_{max}. Она определяется на основании комплекса геоло-

гических, геофизических и сейсмологических исследований и специальных расчетов для каждой зоны землетрясений для той или иной территории в ее пределах.

Используя все три параметра сейсмичности, производят оконтуривание территорий, для которых ожидается возникновение очагов тех или иных сильных землетрясений в будущем (например, в течение ближайших 50—100 лет). Результаты оформляются в виде прогнозных карт зон ВОЗ с показом балльности ожидаемых землетрясений и их периодичности. Эти карты довольно сложны вследствие большого количества зон ВОЗ в пределах той или иной зоны землетрясений. Дело в том, что зоны ВОЗ тяготеют к разломам, которые образуют на местности сложную систему. Для практических целей народного хозяйства используются карты сейсмического районирования местности с показом сотрясаемости поверхности Земли в баллах. Они составляются путем обобщения и упрощения карт зон ВОЗ.

На первом этапе составляются карты сейсмического районирования отдельных зон землетрясений. Суммируя и обобщая их данные, можно составить карты сейсмического районирования целых сейсмических поясов и более крупных территорий. Примером служит карта сейсмического районирования территории СССР — карта СР-78. На ней изолиниями оконтурены территории, на которых в ближайшие 50 лет возможны землетрясения силой 9, 8, 7, 6 и 5 баллов. Баллы обозначены на карте соответствующими цифрами. Индексы 1,2 и 3 при цифрах балльности обозначают разную вероятность того, что данное землетрясение в ближайшие 50 лет не состоится. Индекс 1 соответствует вероятности 0,5, индекс 2 — вероятности 0,95, индекс 3 — вероятности 0,995.

Эти же индексы обозначают и сроки, в течение которых не будет повторения землетрясения указанной силы. Индекс 1 указывает срок 100 лет, индекс 2 — 1 тыс. лет, индекс 3 — 10 тыс. лет. Таким образом, карта СР-78 позволяет оценивать сейсмическую опасность и во времени.

Сейсмическое микрорайонирование. Для более детального инженерно-строительного сейсмического районирования составляются карты сейсмических микрорайонов территорий городов, промышленных узлов и других объектов. Сила или интенсивность проявлений одного и того же землетрясения в значительной степени зависит от инженерно-сейсмических условий местности. К последним относятся: несущая способность грунтов, их водонасыщенность, наличие выступов твердых коренных пород под покровом рыхлых грунтов и др.

Несущая способность грунтов в основании инженерных сооружений зависит от их литологии и уплотнения. Наибольшую несущую способность имеют твердые коренные породы, достаточно большую — галечные и песчано-гравийные сухие плотные породы. Далее в нисходящем порядке следуют суглинистые и глинистые плотные породы большой мощности. Наименьшую несущую способность показывают тонкослоистые, рыхлые, илистые и торфянистые грунты. Плохим основанием строений является насыпной неуплотненный субстрат, особенно в условиях неустойчивого его положения на склонах возвышенных элементов рельефа. Различия в литологии грунтов могут обусловить различия силы сотрясений в 1—2 балла.

Обводненность грунтов в основании инженерных сооружений и на небольшой глубине под ними может увеличить силу сотрясений на 1—2 балла по сравнению с теми же грунтами в сухих условиях (*Ершов, Попова,* 1988). При обильном обводнении создается опасность разжижения глинистых и песчаных грунтов под сооружениями при ритмически повторяющихся толчках (тиксотропия грунтов). Это приводит к наклону и опрокидыванию домов при землетрясениях. Такие явления происходили в аллювиальных водонасыщенных глинисто-песчаных толщах (в Токио, 1 сентября 1923 г.). Аналогичные явления происходят близ озер и на приморских равнинах (землетрясение 16 июня 1964 г. в гор. Ниигата). Неблагоприятные сейсмоинженерные условия присущи для засыпанных неуплотненным рыхлым субстратом обводненных впадин рель-

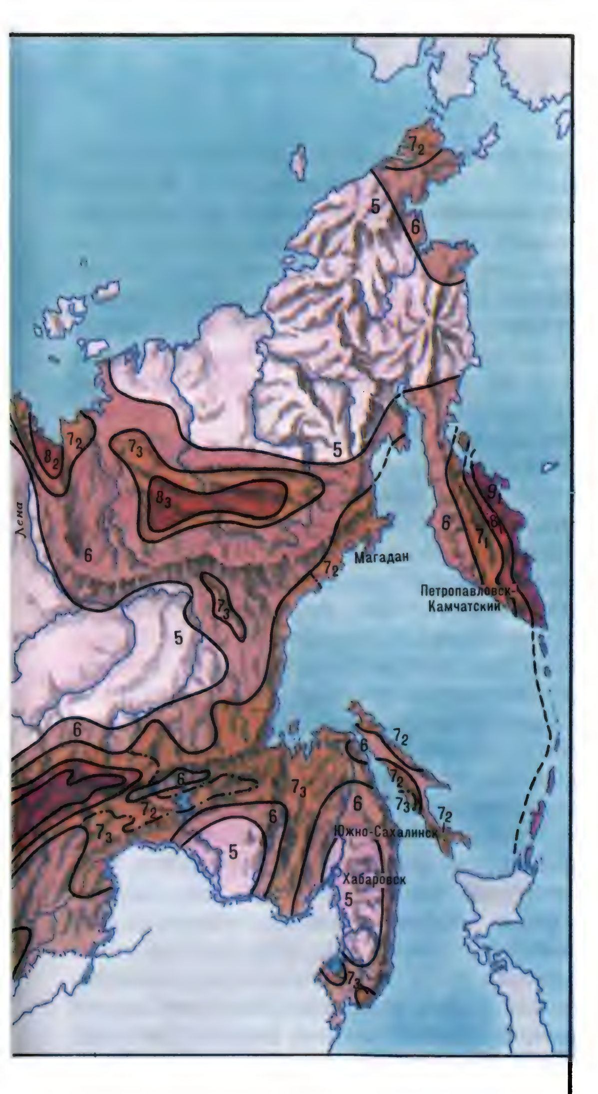


Карта сейсмического районирования СССР (СР — 1978)

ефа (центральная часть гор. Мехико при землетрясении 19 сентября 1985 г.). Неблагоприятные сейсмоинженерные условия характерны также для склонов гор, покрытых неустойчивыми рыхлыми отложениями. Это создает при их обводнении угрозу схода во время землетрясений оползней и грязевых лавин-селей (гор. Анкоридж 27 марта 1964 г.; Гиссарский район Таджикистана, январь 1989 г.).

Расположение под покровом рыхлых пород выступов скального основания усиливает сотрясения поверхности земли над ними на один-два балла. Это обусловлено резким замедлением скорости сейсмических волн при выходе их из плотной скальной породы в рыхлые покровные толщи. При этом скорость сейсмических волн уменьшается в несколько раз, что как бы «компенсируется» таким же возрастанием амплитуды колебаний частиц рыхлой породы. Так, возрастание амплитуды в два раза дает увеличение силы землетрясения на один балл (*Медведев*, 1963; *Друмя, Шебалин*, 1985).

Кроме сказанного следует отметить, что в горной местности существенную



2-вероятность 0,95
3-вероятность 0,995

роль в местных изменениях силы землетрясения играет рельеф как таковой. Сотрясения сильно возрастают на крутых изломах склонов гор, на их гребнях. Глубокие же долины как бы гасят сотрясения (*Мушкетов И. В., Мушкетов Д. И.*, 1935).

Все вышесказанное обусловливает необходимость в сейсмическом микрорайонировании территорий крупных городов, промышленных комплексов, портов, каналов, трасс газопроводов и нефтепроводов, железных дорог, туннелей и особенно атомных станций и опасных химических производств.

О сейсмостойком строительстве. С ростом городов и развитием строительства в зонах землетрясений возрастает значение сейсмостойких сооружений. Они позволяют существенно снизить ущерб от сильных землетрясений, уменьшить риск катастроф. Хотя это строительство и является дорогим, оно применяется все шире по мере изучения зон сильных землетрясений. Сущность его состоит в возведении сооружений, способных противостоять динамическим нагрузкам вследствие колебаний при землетрясениях, а также деформациям грунтов в их основании, которые возникают при сильных толчках. В самых общих чертах (*Медведев,* 1962; *Медведев, Шебалин,* 1967; *Корчинский и др.*, 1971; *Гир, Шах,* 1988) особенности конструкций сейсмостойких сооружений состоят в простоте и симметрии их формы как в плане, так и в разрезе. Здания простой параллелепипеидальной формы более сейсмостойки, нежели Г-образные или П-образные в плане здания.

В вертикальном профиле зданий следует избегать выдающихся карнизов и выступов, сложной конфигурации стен. Центр тяжести здания должен быть расположен достаточно низко над его основанием, чтобы уменьшить раскачивание конструкции при толчках. Деформации инженерных сооружений и зданий при сейсмических толчках бывают трех видов: сдвиг, изгиб, кручение. Необходимо свести их к минимуму. Для этого здания сложной конфигурации расчленяют на автономные блоки с простыми геометрическими формами. Связь между блоками осуществляется достаточно гибкими элементами. В пределах каждого автономного блока несущие элементы (стены, колонны) делают сплошными по всей их высоте от основания до крыши, армируют стальными конструкциями.

Хорошие результаты сейсмостойкости дает применение гибких цельносварных стальных каркасов зданий, дополненных легкими строительными конструкциями в стенах и перекрытиях. Еще надежнее применение железобетонных перекрытий и крупных стеновых панелей. Особенное внимание при этом уделяют прочной связи всех строительных эле-

ментов в стыках. Все это обеспечивает необходимую жесткость всей строительной конструкции здания.

При отсутствии цельнометаллического сварного каркаса применяют горизонтальные сейсмоамортизирующие пояса. Для увеличения жесткости в стенах сейсмостойких зданий оконные и дверные проемы армируются стальными рамами — окладами.

Соблюдение всех этих правил позволит избежать оседания верхних этажей здания при толчках и раздавливания ими нижней его части. Именно эти специфические разрушения происходят при горизонтальном направлении сейсмических толчков.

При расположении зданий следует избегать участков с неблагоприятными грунтами и рельефом. Особенно следует учитывать наличие сейсмоактивных разломов, на которых могут быть очаги будущих землетрясений. При этом следует иметь в виду, что наиболее опасными являются землетрясения с глубиной очага от 10 до 20 км. Вокруг их эпицентральных областей возникают кольцевые зоны с особенно сильными разрушениями зданий (*Медведева, Кенжебаев*, 1988). Это объясняется относительно пологими углами выхода сейсмических волн в таких зонах, сильными горизонтальными воздействиями их на здания.

Успехи сейсмостойкого строительства в последние годы дают возможность избежать массовых разрушений зданий даже при девятибалльных землетрясениях при условии качественного строительства.

О предсказании землетрясений. Крупные сейсмические катастрофы обусловили потребность в прогнозе будущих сильных землетрясений. Эти вопросы разрабатываются в нашей стране уже более 30 лет (*Губин*, 1950). В прессе публикуются интервью со специалистами (*Губин*, 1986, 1988; *Соболев*, 1989; *Шебалин*, 1988).

В прогнозе следует по возможности ответить на вопросы о месте, времени, силе, характере прогнозируемого землетрясения.

Место будущего землетрясения в самом общем виде обусловлено сейсмоактивными разломами и некоторыми специальными сейсмогеологическими факторами. С использованием этих данных связаны **традиционный и формализированный методы прогноза землетрясений** (*Рейснер*, 1980). Особенность формализированного метода в самых общих чертах состоит в подразделении рассматриваемой территории на элементарные геометрические (квадратные, треугольные и др.) ячеи. Для каждой из них составляется совокупность ведущих геологических, геофизических, геоморфологических и сейсмологических данных, которые распространяются на всю площадь ячеи в каждом из перечисленных случаев. По совокупности таких ячей составляются геометризированные специальные карты: разломов, новейших тектонических движений, вычисленных значений максимальной магнитуды ожидаемых землетрясений и др. Анализ и сопоставление этих карт дает возможность составить прогнозную карту сейсмического районирования изучаемой территории.

Прогнозы места будущих землетрясений сводятся к отысканию участков, аналогичных по характеру их тектонических и сейсмогенных данных «эталонным» участкам. Под последними понимаются участки, аналогичные прогнозируемым, но такие, где уже происходили землетрясения той или иной магнитуды. Следует, впрочем, отметить, что связь землетрясений с разломами бывает довольно сложная. Это не дает основания считать каждый активный разлом сейсмоопасным (*Алешин, Донцова*, 1982). Как известно, наблюдается смещение землетрясений вдоль разломных сейсмических зон, периодичность возникновения землетрясений в этих зонах. Поэтому относительно длительное (50—100 лет и больше) отсутствие сильных землетрясений на том или ином отрезке сейсмоактивной зоны (так называемая сейсмическая брешь) делает этот отрезок вероятным местом будущего сильного землетрясения. Таковы, например, отрезки разлома Сан-Андреас в районе гор. Сан-Франциско. Как известно, там с 18 апреля 1906 г. не было разрушительных землетрясений. Поэтому Сан-Франциско издавна ожидал такое землетрясение. Как известно, 17 октября 1989 г. такое землетрясение состоялось на раз-

ломе Сан-Андреас (землетрясение Лома-Приета).

Вдоль Камчатки и Курильских о-вов наблюдается последовательная миграция очагов сильных землетрясений в зоне Заварицкого — Беньоффа. В отрезках ее между тектоническими блоками, в которых ранее произошли сильные землетрясения, расположены сейсмические бреши — места будущих сильных землетрясений. Такой прогноз был сформулирован С. А. Федотовым (1968, 1974) и подтвердился в действительности.

Время будущего землетрясения прогнозируется со значительной неопределенностью. Прогнозы времени землетрясения подразделяются на долгосрочные — несколько лет, среднесрочные — месяцы и краткосрочные — дни (*Соболев*, 1989). Сначала составляется **долгосрочный прогноз** с помощью наблюдений за изменениями геодинамики в предполагаемой очаговой области ожидаемого землетрясения. Специфическим прогнозным фактором опять-таки является наличие сейсмических брешей. Кроме того, перед сильным землетрясением возрастает так называемая «фоновая сейсмичность», т. е. рои слабых землетрясений в кольцевой зоне вокруг очага будущего сильного землетрясения. Чем длительнее существует сейсмическая брешь, тем сильнее будет ожидаемое землетрясение на ее месте.

При **среднесрочном прогнозе** уделяется внимание изучению предвестников землетрясений — изменениям уровня подземных вод, их химического состава, теплового потока и др. Особое внимание обращается на миграцию этих предвестников к будущему эпицентру ожидаемого землетрясения. При этом используются теоретические лабораторные модели лавинного трещинообразования в породах будущего очага землетрясения (*Соболев*, 1989).

При **краткосрочном прогнозе** ожидаемого землетрясения исходят из той или иной периодичности сейсмических толчков в данном отрезке сейсмоактивной зоны. Однако эта периодичность сложна и подвержена трудноучитываемым изменениям. Поэтому в краткосрочном прогнозе приходится ориентироваться преимущественно на краткосрочные предвестники землетрясений. К ним относятся: аномальные поведения животных, появление и изменение местных аномалий геофизических полей, местные изменения химического состава подземных вод, газовые эманации, специфические движения земной поверхности, возрастание «фоновой» сейсмичности.

Некоторые исследователи указывают, что возможным признаком близкого землетрясения может служить аномальное поведение животных. Это явление изучается.

Краткосрочный прогноз землетрясений очень сложен. В лучшем случае удается определить время готовящегося землетрясения за несколько дней, но назвать точную дату нельзя. Удачный прогноз был дан при Хайченском землетрясении 4 февраля 1975 г. в Северном Китае. Удалось за день до землетрясения эвакуировать бóльшую часть населения, сведя количество жертв до 1300 человек (*Гир, Шах*, 1988). Следует отметить, что в том же регионе в аналогичных геодинамических условиях при непредсказанном землетрясении в гор. Таншане 28 июля 1976 г. погибли 243 тыс. человек (*Гир, Шах*, 1988).

Характер будущего землетрясения — размеры и глубина его очага, наличие форшоков и афтершоков — прогнозируется по аналогии с прошлыми землетрясениями. Конечно, эти прогнозы не могут претендовать на большую точность.

Резюмируя все сказанное, надо отметить, что прогноз землетрясений разработан еще недостаточно для удовлетворения потребностей практики. Предстоит еще большая работа в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

Абукадыров А. А., Беленович Т. Я., Власова А. А. и др. Механизм очагов землетрясений Средней Азии и Казахстана // Землетрясения в СССР в 1981 г. М., 1984. С. 125—130.

Абукадыров А. А., Азимов Г. Ю., Аронов А. Г. и др. Газлийское землетрясение 19 марта 1984 г. // Землетрясения СССР в 1984 г. М., 1987. С. 67—84.

Авдеев В. А., Нартов С. В., Балжинням И. и др. Цамбагаравское землетрясение 23 июля 1988 г. // Геология и геофизика. 1989. № 11. С. 118—124.

Аверьянова В. Н., Федотов С. А., Ферчев М. Д. Предварительные данные о землетрясении и цунами 6 ноября 1958 г. // Бюл. Совета по сейсмологии. № 9. Проблемы Цунами. М., 1961. С. 89—99.

Аверьянова В. Н. Глубинная сейсмотектоника островных дуг (Северо-Запад Тихого океана). М., 1975. С. 217.

Агамирзоев Р. А. Сейсмотектоника азербайджанской части Большого Кавказа. Баку, 1987. С. 124.

Азизов Т. С., Астафьева Е. Г., Власова А. А. и др. Землетрясения Средней Азии // Землетрясения СССР в 1967 г. М., 1970. С. 42—89.

Айвашишвили И. В., Ахалбедашвили А. М., Лебедева Т. М. и др. Землетрясение 3 января 1970 г. в Боржомском районе // Землетрясения СССР в 1970 г. М., 1973. С. 50—55.

Айзенберг Я. М. Строительная наука против стихии // Природа. 1989. № 12. С. 68—77.

Алешин А. С., Донцова Г. Ю. Сейсмическое микрорайонирование и тектонические нарушения // Эффект сильных землетрясений. М., 1982. С. 120—132 (Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 22).

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Том. I, II. М., 1983. С. 519.

Алтыев Д., Безгодков В. А., Долбилкина Н. А., Какабаев В. Сейсмическое просвечивание на Ашхабадском полигоне в 1978—1983 гг. // Физика Земли. 1988. № 2. С. 46—60.

Альварес Л., Бунэ В. И. Оценка сейсмической опасности для юго-восточной Кубы // Физика Земли. 1977. № 10. С. 54—66.

Ананьин И. В., Булин Н. К., Клаамани Э. Р. Осмуссаарское (Эстонское) землетрясение 25 октября 1976 г. // Землетрясения в СССР в 1976 г. М., 1980. С. 91—97.

Ананьин И. В. Аргунское землетрясение 2 марта 1976 г. // Землетрясения в СССР в 1966 г. М., 1970. С. 35—43.

Ананьин И. В., Зыбин Ю. А. Анапское землетрясение 12 июля 1966 г. М., 1970 С. 56—62.

Ананьин И. В. Сейсмичность Северного Кавказа. М., 1977. С. 147.

Ананьин И. В. Макроскопические проявления Карпатского землетрясения 4 марта 1977 г. на европейской части территории СССР // Землетрясения в СССР в 1977 г. М., 1981. С. 10—14.

Ананьин И. В. Землетрясения Балтийского щита и особенности их проявления // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. М., 1987. С. 96—105.

Аннаоразова Т. А., Голинский Г. Л., Рахимов Н. Р., Смирнова Н. П. Землетрясение Копетдага // Землетрясения в СССР в 1984 г. М., 1987. С. 44—51.

Апродов В. А. Сейсмотектонические наблюдения в районе Северо-Хангайского землетрясения 1905 г. МНР // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960. № 10. С. 90—97.

Апродов В. А. О неотектонике и сейсмичности территории МНР // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960. № 10. С. 121—133.

Апродов В. А. Геоморфологические предпосылки сейсмического районирования МНР // Вопр. географии. Сб. 51. М., 1961. С. 117—133.

Апродов В. А. Сходство и различия неотектоники и сейсмотектоники Курило-Камчатской островной дуги и Азиатского мобильного пояса // Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., 1964. С. 210—224.

Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., 1965. С. 150.

Апродов В. А. Новейшие тектонические структуры платформенной части Индии // Проблемы геологии на 22-й сессии Международного геологического конгресса. М., 1966. С. 304—311.

Апродов В. А. Масштабные ранги новейших тектонических структур // Жизнь земли. № 6. М., 1970. С. 5—15.

Апродов В. А. Неотектоническая обстановка развития структур земной коры областей платформенной активизации // Жизнь Земли. № 11. М., 1975. С. 31—41.

Апродов В. А. О неотектонике и сейсмодислокациях района Гоби-Алтайского землетрясения в МНР // Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического районирования. М., 1977. С. 100—112.

Апродов В. А. Классификация суперрегиональных тектонических структур континентальной литосферы гондванских континентов // Жизнь Земли. Глобальная тектоника и динамика природных процессов. М., 1981. С. 14—22.

Арсовски М., Сорский А. А. Тектонические условия возникновения разрушительного землетрясения в г. Скопле (Югославия) 26 июля 1963 г. // Бюл. Московского об-ва испытателей природы (далее: БМОИП (Отд. геол.)). 1964. 39. № 5. С. 31—47.

Арсовски М., Груич Н., Гойгич Г. Сейсмогеологические исследования Скопской котловины и района г. Скопле. Белград; Скопле, 1964. С. 59.

Бабян Т. О. Армения: Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 483—486.

Баграмян А. Х., Карапетян Н. К., Лебедева Т. М. и др. Зангезурские землетрясения 9 июня 1968 г. // Землетрясения в СССР в 1968 г. М., 1972. С. 35—38.

Баграмян А. Х., Геодакян Э. Г., Папалашвили В. Г. Землетрясение 24 ноября в районе озера Ван // Землетрясения в СССР в 1976 г. М., 1980. С. 16—18.

Балакина Л. М. Землетрясения Тихого океана (пространственное расположение и процессы в очагах) // Геотектоника. 1983. № 5. С. 20—37.

Балакина Л. М. Крупнейшие землетрясения 1952, 1958, 1969 гг. в литосфере южной половины Курильской островной дуги // Физика Земли. 1989. № 2. С. 31—47.

Балакина Л. М. Урупское землетрясение 13.X. 1963 г. в литосфере Курильской островной дуги // Физика Земли. 1989. № 10. С. 3—17.

Баранова Ю. П. Развитие морфоструктур Северо-Востока Сибири в мезозое и кайнозое. Новосибирск, 1967. С. 84.

Баринова А. Я., Голубятников В. Л., Каток А. П. и др. Землетрясения Средней Азии и Казахстана // Землетрясения в СССР в 1978 г. М., 1982. С. 26—37.

Безе Э. Землетрясения. СПб., 1912. С. 118.

Безродный Е. М., Ибрагимов Р., Уломов В. И. Динамика земной коры и интенсивность тектонических движений Приташкентского сейсмоактивного района // Сейсмотектоника Средней Азии и Дальнего Востока. М., 1974. С. 5—14.

Белоусов В., Айби Дж., Карус Е. Отчет Сейсмологической миссии ЮНЕСКО в Юго-Восточной Азии, Австралии и на островах Тихого океана. М., 1962. С. 50.

Белоусов Т. П. Тектонические движения Памира в плейстоцене — голоцене и сейсмичность. М., 1976. С. 117.

Белоусов Т. П. Сейсмодислокации Маркансуйского землетрясения 1974 г. // Оценка сейсмической опасности. М., 1983. С. 129—131 (Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 24).

Белоусов Т. П. Сейсмовыбросы Джиргатальского землетрясения 1984 г. // Вопр. инженерной сейсмологии. М., 1987. № 28. С. 30—34.

Белый В. Ф., Валпетер А. П., Мерзляков В. М. Сильное Артыкское землетрясение на Северо-Востоке СССР // Природа. 1971. № 12. С. 64—67.

Бергхемер Х., Пуркару Г. Потенциальная сейсмичность района Центрального и Восточного Средиземноморья // Землетрясения и предупреждения стихийных бедствий. 27 МГК. Коллоквиум 06. Москва, 1984. С. 43—55.

Богданович К. И., Карк И. М., Корольков Б. Я., Мушкетов Д. И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) // Тр. Геол. комитета. Новая серия. Вып. 89. 1914. С. 270.

Богданович К. И. Землетрясение 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) в северных цепях Тянь-Шаня между г. Верным и Иссык-Кулем // Изв. Геол. комитета. 1911. Т. 30. № 18.

Болдырев С. А. Сейсмичность Исландии и прилегающих акваторий Атлантического океана // Сейсмологические исследования Мирового океана. М., 1983. С. 134—149.

Болт Б. Землетрясения: Общедоступный очерк. М., 1981. С. 254.

Бончев Е., Гочев П., Петков И. и др. Върху характеристиката на Скопския земетресение 26/VII 1963 г. София, 1965. Т. 14. С. 69—89.

Борисов Б. А. Землетрясения: Стихия и человек. М., 1982. С. 46.

Борисов Б. А., Рейснер Г. И. О геологической обстановке Чечено-Ингушского землетрясения 1976 г. // БМОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. № 4. С. 78—84.

Борисов Б. А., Рогожин Е. А. Геологические условия возникновения Кайраккумского землетрясения 13 октября 1985 г. // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. М., 1987. С. 34—43.

Борисов Б. А., Рогожин Е. А. Сейсмогенный разрыв // Природа. 1989. № 12. С. 26—31.

Буданов В. Г., Бережная Л. Т., Варламов А. С. и др. Строение земной коры под срединными хребтами в тропической зоне Атлантического, Индийского и Тихого океанов // Физика Земли. 1980. № 11. С. 62—73.

Бурмаков Ю. А., Винник Л. П., Сайипбекова А. М., Треусов А. В. Трехмерная скоростная структура верхней мантии Памира и Тянь-Шаня по данным сейсмической томографии // Динамика и эволюция литосферы. Конференция нац. рабочих органов Международной программы «Литосфера». Ташкент, 14—16 мая 1986 г. М., 1986. С. 90—100.

Бурымская Р. Н. Мартовские землетрясения 1978 г. в районе о-ва Итуруп // Сейсмичность и механизм очагов землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1980. С. 64—71.

Бутовская Е. М., Коньков А. Т. Сейсмичность Ферганской долины и Ташкента // Землетрясения в СССР. М., 1961. С. 325—334.

Бутовская Е. М., Коньков А. Т., Нерсесов И. Л. и др. Сейсмичность Узбекистана. Вып. 1. Ташкент, 1961.

Бутовская Е. М., Захарова А. И., Иодко В. К. и др. Сейсмичность Узбекистана. Вып. 2. Ташкент, 1964.

Бутовская Е. М., Ибрагимов Р. Н., Матасова Л. М., Рыжкова М. О. Узбекистан: Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 495—496.

Бюс Е. И., Цхакая А. Д., Чураян А., Назаров А. Ереванское землетрясение 7 января 1937 г. Тбилиси, 1937.

Бюс Е. И., Гигинейшвили В. М. Ленинаканское землетрясение 22 октября 1926 г. // Квартальный сейсмол. бюл. 1943. Т. 12. № 2.

Ван Суюнь, Сюй Чжунхуай. Поле сейсмотектонических напряжений в материковой зоне Китая // Дичжень сюэбао. 1985. Т. 7. № 1. С. 17—32.

Варнавский В. Г., Малышев Ю. Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 3—13.

Вебер К., Горшков А. И., Ранцман Е. Я. Морфоструктурные линеаменты и сильные землетрясения Западных Альп // Математические модели строения Земли и прогноза землетрясений. М., 1982. С. 67—73.

Видовский К. И., Козьмин Б. М., Николаев В. В. и др. Огоронское землетрясение 16 августа 1977 г. // Землетрясения в СССР в 1977 г. М., 1981. С. 88—91.

Владимирова Л. В., Воробьева Е. А., Югова Р. С. Купкинское землетрясение 8 ноября 1981 г. // Геолого-геофизические исследования на Северо-Востоке. Магадан, 1982. С. 48.

Вознесенский А. В. Исследования области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии // Материалы отд. физ. географии. Л., 1962. Вып. 1. С. 50.

Вознесенский А. В., Дорогостайский В. Ч. (с дополнениями Попова В. Л.). Карта землетрясений 8 и 23 июля 1905 г. М.: 1:420000. СПб., 1914.

Вознесенский А. В. Землетрясение 26 июня (9 июля) 1905 г. на Танну-Ола // Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО. 1908. Т. 35. № 2. С. 1—10.

Восточно-Африканская рифтовая система. В 3 т.: Т. 1. / Отв. ред. В. В. Белоусов, Е. Е. Милановский, Н. А. Логачев. М., 1974. С. 262.

Воробьева Е. А. Механизм очага Монеронского землетрясения по инструментальным данным //

Сейсмическое районирование Сахалина. Владивосток, 1977. С. 68—76.

Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Сейсмотектоника Армянской ССР. Ереван, 1981. С. 280.

Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов. М., 1980. С. 240.

Гаранозов Д., Ершов И. А., Попова Е. В. Макросейсмическое обследование землетрясений 14 марта 1983 г. на территории пос. Кум-Даг // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. М., 1985. С. 27—46 (Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 26).

Гвишиани А. Д., Горшков А. И., Ранцман Е. Я. и др. Прогнозирование мест землетрясений в регионах умеренной сейсмичности. М., 1988. С. 176.

Гир Дж., Шах X. Зыбкая твердь: Что такое землетрясение и как к нему подготовиться. М., 1988. С. 220.

Гоби-Алтайское землетрясение / Отв. ред. Н. А. Флоренсов, В. А. Солоненко. М., 1983. С. 290, 389.

Голенецкий С. И., Ясько В. Г. Уоянские землетрясения 1976—1977 гг. и результаты режимных наблюдений на двух гидротермальных источниках в Северном Прибайкалье / Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 93—101.

Голенецкий С. И., Солоненко В. П., Хромецкая Е. А. и др. Прибайкалье. Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 500—502.

Голенецкий С. И., Демьянович М. Г., Семенов Р. М. и др. Землетрясение 2 октября в Западном Забайкалье // Землетрясения в СССР в 1990 г. М., 1983. С. 59—65.

Голинский Г. Д., Городкова Т. Н., Рахимов А. Р. Землетрясения Копетдага // Землетрясения в СССР в 1979 г. М., 1982. С. 31—36.

Голинский Г. Л., Рахимов А. Р. О параметрах Каахинского землетрясения 24 октября 1966 г. // Изв. АН ТССР. 1972. № 5. С. 57—63.

Голинский Г. Л. Западная Туркмения: Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 441—442.

Горбунова Н. В., Мкртчян М. Б. О выявлении разрывов в очагах Ванского землетрясения и его афтершоков // Физика Земли. 1988. № 7. С. 3—9.

Горкуша С. В., Мастюлин Л. А. Геофизическая и тектоническая характеристика Монголо-Охотского сейсмического пояса // Тихоокеанская геология. 1983. № 6. С. 52—56.

Горшков Г. П. Геологические условия Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 года // Тр. Сейсмического ин-та АН СССР. 1933. № 31. С. 25.

Горшков Г. П. Землетрясения на территории Советского Союза. М., 1949. С. 119.

Горшков Г. П. Вопросы сейсмотектоники и сейсмическое районирование территории Китайской Народной Республики. М., 1960. С. 54

Горшков Г. П. Вопросы сейсмотектоники и сейсмическое районирование территории Бирманского Союза. М., 1961. С. 116.

Горшков Г. П. О сейсмичности Африки. М., 1963. С. 40.

Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Глава 16. Землетрясения // Общая геология. М., 1973. С. 455—488.

Горшков Г. П. Региональная сейсмотектоника территории юга СССР: Альпийский пояс. М., 1984. С. 271.

Горшков Г. П. Сейсмотектоника Копетдага. М., 1987. С. 51.

Горячев А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М., 1959. С. 177.

Горячев А. В., Ершов Н. А., Кириллов Ф. А. и др. О сейсмическом микрорайонировании территории Петропавловск-Камчатского // Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 8. М., 1963. С. 3—60.

Горячев А. В. Сейсмотектоника западного Индостана // Физика Земли. 1988. № 1. С. 29—43.

Гоцадзе О. Д. К исследованию Мадатапского землетрясения // Физика Земли. 1968. № 4. С. 85—95.

Григорова Е., Палиева К. Сеизмичност на Черноморското Крайбрежне Балчик-Блатница // Изв. Геофизического ин-та БАН. 1963. № 4. С. 253—268.

Григорова Е., Сокерова Д., Стоянов С., Цанков Ц. Сеизмотектонска характеристика на Разложкото земетресение от 4 юли 1964 г. // Изв. Гелогического ин-та БАН. 1966. № 15. С. 289 — 311.

Губин И. Е. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. М., 1950. С. 62.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., 1960. С. 464.

Губин И. Е. Землетрясение Койна 1967 г. // Физика Земли. 1970. № 6. С. 3—15.

Губин И. Е. Предсказуемы ли землетрясения? // Известия. 1986. 31 янв.

Губин И. Е. Можно ли предвидеть? // Известия. 1988. 10 дек.

Гусев А. А., Зобин В. М., Кондратенко А. М., Шумилина Л. С. Усть-Камчатское землетрясение 15 декабря 1971 г. // Землетрясения в СССР в 1971 г. М., 1975. С. 172—184.

Гусев А. А., Зобин В. М., Кондратенко А. М., Шумилина Л. С. Петропавловское землетрясение 24 ноября 1971 года // Землетрясения в СССР в 1971 г. М., 1975. С. 163—171.

Гутенберг Б., Рихтер К. Сейсмичность Земли. М., 1948. С. 158.

Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. / Ред. X. И. Амирханов. М., 1981. С. 260.

Деминицкая Р. М., Иванов С. С., Литвинов Э. М. Естественные физические поля океана. Л., 1981. С. 270.

Джабуа Ш. А., Кац А. З., Сафарян А. Н. Краснополянское землетрясение 21—27 декабря 1955 г. и его последствия // Бюл. Совета по сейсмологии. № 5. М., 1958. С. 3—34.

Джанузаков К., Ильясов Б. Сарыкамышское (Пржевальское) землетрясение 5 июня 1970 г. // Землетрясения в СССР в 1970 г. М., 1973. С. 105—117.

Джанузаков К. Д., Мирзабаев X. М., Касымов С. М. и др. Исфара-Баткенское землетрясение 31 января 1977 г. // Землетрясения в СССР в 1977 г. М., 1981. С. 41—47.

Дманисское землетрясение 2 января 1978 года // Ред. Ш. Г. Напетваридзе. М., 1982. С. 172.

Доцев Н. Т., Юнга С. Л. Механизм очагов земле-

трясений Болгарии // Физика Земли. 1988. № 4. С. 3—11.

Друмя А. В., Шебалин Н. В. Землетрясение: где, когда, почему. Кишинев, 1985. С. 195.

Друмя А. В., Алказ В. Г., Барашкова Э. Я. Карпатское землетрясение 30 мая 1990 г. Предварительные результаты сейсмологических и инженерно-сейсмологических исследований // Изв. АН МССР (физ., техн.). 1990. № 3. С. 68 — 103.

Дубинин Е. П. Трансформные разломы океанической литосферы. М., 1987. С. 180.

Евсеев С. В. Землетрясения Украины. Киев, 1961. С. 75.

Ершов И. А., Шебалин Н. В. Проблемы конструкции шкалы интенсивности землетрясений с позиций сейсмологов // Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 25. М., 1984. С. 84—96.

Ершов И. А., Попова Н. В. Влияние локальных грунтово-геоморфологических условий на проявление Абул-Самсарского землетрясения 13 мая 1986 г. // Исследования по сейсмической опасности. М., 1988. С. 124—132 (Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 29).

Жарков В. Н. Об отсутствии сверхглубоких землетрясений и о распределении вязкости и температуры в мантии Земли // Докл. АН СССР (Далее: ДАН СССР). 1980. Т. 232. № 6. С. 1350—1353.

Зарайский М.П., Добрыченко А. В. и др. Ставропольское землетрясение 2 октября 1971 г. // Землетрясения в СССР в 1971 г. М., 1975. С. 32—35.

Зобак М. Д., Зобак М. Л. Поле напряжения и внутриплитовые землетрясения в США // Современные проблемы геодинамики. М., 1984. С. 236—258.

Зобин В. М., Гордеев Е. И., Иванова Е. И., Митякин В. П. Камчатское землетрясение 28 декабря 1984 г. // Землетрясения в СССР в 1984 г. М., 1987. С. 133—143.

Золотарев Б. П. Вулканические формации второго слоя океанической коры // Геология Мирового океана. М., 1984. С. 136—146.

Ибрагимов Р. Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня (на примере Восточного Узбекистана). Ташкент, 1978. С. 144.

Ивановский И. К. Красноводское землетрясение 27 июня 1895 г. // Материалы для изучения землетрясений России. Ч. 2. 1899.

Игнатьев И. В. Землетрясение в Токмакском уезде в 1885 г. // Изв. Русск. географ. о-ва. 1886. Т. 22. Вып. 2.

Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., 1976. С. 232.

Имаев В. С., Козьмин Б. М. Напряженное состояние земной коры побережья моря Лаптевых по структурно-геологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика. 1989. № 10. С. 124—129.

Исаев В. С. Тектонические критерии сейсмичности Южной Якутии. М., 1986. С. 125.

Казьмин В. Г. О двух типах раскола континентов // Геотектоника. 1984. С. 23—36.

Казьмин В. Г. Тектоника Каролинского бассейна // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 3—9.

Карякин А. В., Лобковский Л. И. Автоколебательная модель поддвига литосферных плит и циклов землетрясений в островных дугах // Проблемы теоретической геодинамики и тектоники литосферных плит. М., 1981. С. 134—146.

Карякин А. В., Лобковский Л. И. Модель рифтогенеза срединно-океанических хребтов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 3. С. 3—19.

Карапетян Н. К. Механизм возникновения землетрясений Армянского нагорья (сейсмические условия). Ереван, 1986. С. 227.

Карник В., Шенк В., Шенкова З. Сейсмические провинции Центральной и Восточной Европы // 27-й Международный геологический конгресс. Геофизика. М., 1984. С. 111—126.

Касахара К. Механика землетрясений. М., 1985. С. 282.

Каток А. П. О самом глубоком землетрясении Памиро-Гиндукушской зоны // Физика Земли. 1988. № 8. С. 75—80.

Киняпина Т. А. Землетрясение 14 ноября 1937 г. // Тр. Ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН ТССР. Душанбе, 1964. Т. 12. С. 111—120.

Киняпина Т. А. Таджикистан: Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 496—497.

Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А. и др. Анализ неотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., 1960. С. 338.

Киссин И. Г. Землетрясения и подземные воды. М., 1982. С. 174.

Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. М., 1959. С. 265.

Кожурин А. И., Трифонов В. Г. Молодые сдвиги обрамления Тихого океана // Геотектоника. 1982. № 2. С. 3—18.

Козьмин Б. М., Емельянов Н. П., Емельянова А. А. и др. Сильные землетрясения Якутии // Землетрясения в СССР в 1971 г. М., 1975. С. 133—141.

Козьмин Б. М., Андреев Т. А., Югова Р. С. Землетрясения Якутии и Северо-Востока СССР // Землетрясения в СССР в 1979 г. М., 1982. С. 67—72.

Козьмин Б. М., Андреев Т. А., Югова Р. С. Землетрясения Якутии и Северо-Востока СССР // Землетрясения в СССР в 1981 г. М., 1984. С. 74—77.

Козьмин Б. М. Землетрясения Якутии // Землетрясения в СССР в 1984 г. М., 1987. С. 146—154.

Константинеску П., Кория И., Радулеску Ф. Сейсмические исследования структуры земной коры в СРР // Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев, 1978. С. 115—126.

Коньков А. Н. Кулябское землетрясение 2 апреля 1973 г. // Землетрясения в СССР в 1973 г. М., 1976. С. 86—93.

Корчинский И. Л., Бородин Л. А., Гроссман А. Б. и др. Сейсмостойкое строительство зданий. М., 1971. С. 320.

Кочетков В. М. Сейсмичность Якутии. М., 1966. С. 92.

Кочетков В. М. Особенности пространственного распределения афтершоков Тас-Юряхского землетрясения // Вопр. сейсмичности Сибири. Новосибирск, 1972. С. 17—24.

Кочетков В. М., Хилько С. Д., Николаев В. В., Козьмин Б. М. Тас-Юряхское землетрясение // Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, 1975. С. 71—94.

Краснопевцева Г. В. Глубинное строение Кавказ-

ского сейсмоактивного региона. М., 1984. С. 107.

Крестников В. Н., Штанге Д. В. О тектонических процессах в Центральных Кызылкумах // Физика Земли. 1987. № 12. С. 14—25.

Кузнецов В. П., Рагимов Ш. С., Джафаров Р. Д., Алиев А. М. Каспийское землетрясение 27 января 1963 г. // Изв. АН СССР. Сер. Геоф. 1963. № 9. С. 1392—1393.

Кулиев Ф. Т. Азербайджан: Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 487—488.

Кулиев Ф. Т., Гасанов А. Г., Агамирзоев Р. А. и др. Исмаиллинское землетрясение 29 ноября 1981 г. // Землетрясения в СССР в 1981 г. М., 1984. С. 30—36.

Курушин Р. А. Плейстосейстовая область Муйского землетрясения // Геология и геофизика. 1963. № 5. С. 122—126.

Лавров В. М. Геология Срединно-Атлантического хребта. М., 1979. С. 142.

Лазарева А. П. Землетрясения Арктики в 1970 и 1971 гг. // Землетрясения в СССР в 1971 г. М., 1975. С. 145—149.

Лазарева А. П. Землетрясения Чукотки и Арктического бассейна // Землетрясения в СССР в 1979 г. М., 1982. С. 90—91.

Ландырева Н. С. Сильные землетрясения мира в 1966 г. // Землетрясения в СССР в 1966 г. М., 1970. С. 262—266.

Ландырева Н. С. Сильные землетрясения мира в 1968 г. // Землетрясения в СССР в 1968 г. М., 1972. С. 215—217.

Ландырева Н. С. Сильные землетрясения мира в 1971 г. Землетрясения в СССР в 1971 г. М., 1975. С. 233—238.

Лебедев П. И. Ленинаканское землетрясение 22 октября 1926 г. // Изв. АН СССР. Отд. физ.-мат. наук. 1927. Т. 21. № 9, 10, 11.

Левый Н. В., Поплавская Л. Н. Курилы: Описание сильнейших землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 503.

Леонов Н. Н., Сапов О. П., Соболев О. В. Каракульское землетрясение 16 октября 1964 г. // Землетрясения в СССР в 1964 г. М., 1967. С. 84—91.

Леонов Н. Н. Улугчатское землетрясение 1955 года // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1959. № 15. С. 1708 — 1713.

Леонов Н. Н. Хаитское землетрясение 1949 г.: Геологические условия его возникновения // Изв. АН СССР. Сер. Геоф. 1960. № 3. С. 409—424.

Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., 1961. С. 163.

Ле Пишон К. Впадины Средиземного моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей (27 МГК. Доклады. Т. 6). 1984. С. 73—90.

Литвин В. М., Свиридов Н. И. Схема сейсмотектоники дна Атлантического океана: Океанология. 1973. Т. 13. № 3. С. 445—450.

Ли Жунчуань, Хань Сяогуан. Предварительный анализ поля тектонических напряжений новейшего времени в провинции Хубэй // Сибэй дичжэнь сюэбао. 1984. Т. 6. № 3. С. 92—98.

Литвин В. М. Структурно-морфологическое районирование дна Атлантического океана // Изв. вузов Геология и разведка. 1980. № 8. С. 17—25.

Литвин В. М. Роль горизонтальных и вертикальных тектонических движений в формировании рельефа дна океанов // Геоморфология и тектоника дна океана. М., 1985. С. 76—90.

Лич Г. Б. Борозда Скалистых гор // Система рифтов Земли. М., 1970. С. 193—208.

Ломтев В. А., Патрикеев В. Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток, 1985. С. 139.

Лукк А. А. Последовательность афтершоков Джурмского глубокофокусного землетрясения 14 марта 1965 г. // Физика Земли. 1968. № 3. С. 83—85.

Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения // Землетрясения в СССР в 1966 г. М., 1970. С. 118—136.

Ма С., Ван Б., Ван Ч. Выделение сейсмоопасных районов в окрестностях Пекина // Дичжэнь сюэбао. 1985. Т. 7. № 4. С. 374—384.

Мавлянов Г. А. Назарбекское землетрясение 11 декабря 1980 г. Ташкент, 1984. С. 142.

Мак-Кензи Д. П. Мантия Земли // В мире науки. М., 1983. С. 29—42.

Мамсуров М. С. Сейсмология и сейсмометрия. М., 1982. С. 47.

Марова Н. А., Алехина Г. Н. Морфология срединно-океанического хребта южной части Атлантического океана (новая батиметрическая карта) // Геоморфология и тектоника дна океана. М., 1985. С. 92—99.

Масарский С. И., Горбунова И. В. Сейсмичность Джунгарии и Алтае-Саянской области // Экспериментальная сейсмика. М., 1964. С. 94—137.

Масарский С. И., Рейснер Г. И. Новейшие тектонические движения и сейсмичность Западного Саяна и Западной Тувы. М., 1971. С. 153.

Ма Синь-Юань. Неотектонические движения в горах Утайшань и Чжунтяошань // Тр. первого совещания по неотектонике Китая. М., 1960. С. 102—113.

Махатадзе Л. Н., Бакрадзе Е. И. Мадатапское землетрясение 8 декабря 1959 г. // Сейсмостойкость сооружений. Вып. 2. Тбилиси, 1968.

Медведев С. В. Инженерная сейсмология. М., 1962. С. 282.

Медведев С. В. Деформация и напряжения в основании сооружений при сильных землетрясениях // Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 8. М., 1963. С. 87—94.

Медведев С. В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. М., 1965.

Медведев С. В. Международная шкала сейсмической активности. Шкала MSK-64 // Сейсмическое районирование СССР. М., 1968. С. 151—162.

Медведева Е. С., Кенжебаев Н. Т. Влияние направленности сейсмического воздействия на повреждаемость сооружений // Исследования по сейсмической опасности. М., 1988. С. 132—140 (Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 29).

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., 1963. С. 200.

Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. С. 480.

Милановский Е. Е. Основные черты геологического строения Африкано-Аравийского рифтового пояса // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 1. М., 1974. С. 34—45.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., 1976. С. 278.

Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М., 1983. С. 279.

Милановский Е. Е., Никишин А. М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // БМОИП. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 3—15.

Милановский Е. Е. Геологическое строение района катастрофического Спитакского землетрясения в Северной Армении и тектонические условия его возникновения // Геотектоника, 1990. № 1. С. 3—13.

Милановский В. Е., Непрочнов Ю. П. Индийский океан // Тектоника континентов и океанов. М., 1988. С. 196—212.

Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., 1967. С. 136.

Моги К. Предсказание землетрясений. М., 1988. С. 382.

Муралиев А. М. Положение плоскости разрыва в очагах Исфара-Баткенского и Хайдарканского землетрясений // Геофиз. исследования сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе, 1983. С. 145—150.

Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1987 г. // Тр. Геол. комитета. СПб., 1890. Т. 10. № 1. С. 154.

Мушкетов И. В. Материалы для изучения землетрясений России // Изв. РГО. 1899. 35. Прил. II.

Мушкетов Д. И. Ирпинское землетрясение в Италии 23 июля 1930 г. // Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР. 1931. № 14.

Мушкетов И. В. Чиликское землетрясение 30 июня (12 июля) 1889 г. // Материалы для изучения землетрясений России. 1891. Т. 1.

Мушкетов И. В., Мушкетов Д. И. Землетрясения // Физическая геология. Л.; М., 1935. С. 511—686.

Нагматуллаев С. Х. Землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе, 1983. С. 255.

Накамура С. О землетрясении в южной части о-ва Минданао и цунами в августе 1976 года // Тонан Адзиа кэнкю. 1977. Т. 15. № 1. С. 95—109 (пер. с яп.).

Николаев В. В., Семенов Р. М., Козьмин Б. М. Огоронское землетрясение 16 августа 1977 года // Геология и геофизика. 1979. № 6. С. 60—66.

Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеамента. Новосибирск, 1979. С. 112.

Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П. Сейсмотектоника хребта Станового // Геология и геофизика. 1981. № 9. С. 27—34.

Николаев В. В., Семенов Р. М., Семенов В. Г., Солоненко В. П. Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск, 1982. С. 149.

Николаев Н. И. О связи сейсмичности Балтийского щита и норвежских каледонид с неотектоникой // Вестн. МГУ. 1966. № 3. С. 20—36.

Николаевский В. Н. Обзор: земная кора, дилатаксия и землетрясения // *Райс Дж.* Механика очага землетрясения. М., 1982. С. 132—215.

Никонов А. А. Голоценовые и современные движения земной коры // Геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы. М., 1977. С. 236.

Никонов А. А. Катастрофическое Спитакское землетрясение 7 декабря 1988 г. в Северной Армении: Вопросы сейсмотектоники и механизма очага // Геотектоника, 1990, № 1. С. 14—31.

Никонов А. А., Ваков А. В., Веселов И. А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М., 1983. С. 240.

Никонов А. А., Попова Е. В. Гармское землетрясение 1941 г.: макросейсмика, поверхностные нарушения, очаг // Оценка сейсмической опасности. М., 1983. С. 111—129 (Вопр. инженерной сейсмологии).

Никонов А. А., Попова Е. В. Макросейсмическая характеристика Хаитского землетрясения 1949 г. в Таджикистане // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия. М., 1987. С. 4—29 (Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 28).

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н. В. Кондорская, Н. В. Шебалин. М., 1977. С. 536.

Осика Д. Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. М., 1981. С. 201.

Оскорбин Л. С., Поплавская Л. Н. Ванинские землетрясения сентября — октября 1968 г. // Землетрясения в СССР в 1968 г. М., 1972. С. 184—186.

Оскорбин Л. С., Волкова Л. Ф., Савосько В. Н. Баджальское землетрясение 29 августа 1970 г. // Землетрясения в СССР в 1970 г. М., 1973. С. 200—203.

Оскорбин Л. С., Поплавская Л. Н., Рудик М. И. и др. Июньские землетрясения и цунами в районе Малой Курильской гряды в 1973 г. // Землетрясения в СССР в 1973 г. М., 1976. С. 211—223.

Панасенко Г. Д. Землетрясения Фенноскандии в 1951—1970 гг. М., 1977. С. 110.

Панасенко Г. Д. Землетрясения Фенноскандии в 1971—1975 гг. М., 1979. С. 76.

Панахи Б. М., Каспаров В. А. Вопросы сейсмического режима Каспийского моря // Изв. АН АзССР. 1988. № 1. С. 91—98.

Папалашвили В. Г., Айваришвили И. В., Варазанашвили О. Ш. Грузия: Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 479—482.

Папалашвили В. Г., Баграмян А. Х., Гоцадзе О. Д. Землетрясения Кавказа // Землетрясения в СССР в 1978 г. М., 1982. С. 11—19.

Папалашвили В. Г., Гоголадзе Т. Н., Иоселиани М. С., Махатадзе Л. Н. Гавазское землетрясение 23 февраля 1981 г. // Землетрясения в СССР в 1981 г. М., 1984. С. 26—29.

Парфенов Л. М., Козьмин Б. М., Гриненко О. В. и др. Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М., 1987. С. 108—129.

Парфенов Л. М., Козьмин Б. М., Имаев В. С., Савостин Л. А. Тектоническая природа Олёкмо-Становой сейсмической зоны // Геотектоника. 1987. № 6. С. 94—108.

Парфенов Л. М., Козьмин Б. М., Гриненко О. В. и др. Геодинамика сейсмического пояса Черского // Вулканология и сейсмология. 1988. № 1. С. 75—89.

Пасечник П. П. К изучению сейсмичности Хаитской эпицентральной зоны // Изв. АН

СССР. Сер. Геоф. 1956. № 12. С. 1427—1438.

Петрушевский Б. А., Кондорская Н. В., Шебалин Н. В. Западно-Деканское землетрясение в Индии 10 декабря 1967 г. // Физика Земли. 1968. № 11. С. 20—28.

Петрушевский Б. А. Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение // Геотектоника. 1969. № 2. С. 22—37.

Погребицкий Ю. Е. Северный Ледовитый океан // Тектоника континентов и океанов. М., 1988. С. 159—166.

Полетаев А. И. Сейсмотектоника зоны Главного Копетдагского разлома. М., 1986. С. 134.

Поляков С. В. Последствия сильных землетрясений. М., 1978. С. 311.

Полякова Т. П. Материалы для изучения сейсмичности центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Колебания грунта и сейсмический эффект при землетрясениях. М., 1982. С. 124—145.

Полякова Т. П. Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса. М., 1985. С. 158.

Пущаровский Ю. М., Хаин В. Е. Тихий океан // Тектоника континентов и океанов. М., 1988. С. 213—241.

Рагимов Ш. С., Кулиев Ф. Т., Исламов К. Ш. Худатское землетрясение 10 мая 1963 г. // Докл. АН АзССР. 1966. Т. 22. № 6. С. 40—41.

Райс Дж. Механика очага землетрясения. М., 1982. С. 218.

Резанов И. А. О Казанджикском землетрясении // Изв. АН СССР. Сер. Геоф. 1955. № 5. С. 475—482.

Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М., 1955. С. 246.

Резанов И. А., Нгуэн Хак Мао. Сейсмичность и сейсмотектоника Северного Вьетнама // Физика Земли. 1968. № 4. С. 5—24.

Рейснер Г. И. Землетрясение Фриули 1976—1977 гг. (обзор зарубежных данных) // Неотектонические исследования и сейсмотектоника. М., 1985. С. 100—138.

Рейснер Г. И., Рогожин Е. А. Эль-Аснамское землетрясение в Алжире 10 октября 1980 г. // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. М., 1985. С. 57—73 (Вопр. инженерной сейсмологии. Вып. 26).

Рейснер Г. И. Почему «ошиблась» карта? // Природа. 1989. № 12. С. 19—23.

Рейснер Г. И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М., 1980. С. 172.

Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., 1963. С. 668.

Робертс Э. Когда сотрясается земля. М., 1966. С. 176.

Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск, 1979. С. 104.

Родда П. Острова Фиджи // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 2. М., 1977. С. 54—62.

Розова Е. А. О землетрясениях, происшедших на территории Китая в апреле 1961 г. // Изв. АН КиргССР. Сер. естественных наук. 1963. Т. 5. № 6. С. 5—12.

Романовский Г. Д. Сообщение о причине землетрясения в Туркестане летом 1885 г. // Зап. СПб. минералог. о-ва. 1986. Сер. 2. Т. 22.

Ротэ Э. Землетрясения. М.; Л., 1934. С. 215.

Руссо П. Землетрясения. М., 1966. С . 247.

Рустанович Д. Н., Масайтис В. Л., Чон Хен Сук. Сейсмичность и вопросы сейсмотектоники и сейсмического районирования Кореи // Изв. АН СССР. Сер. Геоф. 1961. № 10. С. 1441—1463.

Рустанович Д. Н. К вопросу о механизме Ашхабадского землетрясения 1948 г. по материалам геофизических исследований // Докл. АН СССР. 1963. Т. 153. № 1. С. 86—89.

Рустанович Д. Н. Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. М., 1967. С. 95.

Рыкунов Л. Н., Седов В. В., Саврина Л. Н. Сейсмологические исследования в рифтовых зонах Восточной Африки // Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3. М., 1974. С. 195—236.

Сабитова Т. М. Строение земной коры, переходной от Северного к Срединному Тянь-Шаню по сейсмологическим данным // Геолого-геофизическая характеристика сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе, 1978. С. 3—12.

Садиков Ф. С., Дусмухамедов Ф. Я. Изучение повторных толчков Назарбекского землетрясения и вопросы их прогноза // Докл. АН УзССР, 1984. № 8. С. 42—44.

Святловский А. Е. Цунами. М., 1957. С. 68.

Сейсмическое районирование территории СССР / Ред. Буне В. И., Горшков Г. П. М., 1980. С. 307.

Селиверстов Н. И. Строение зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг по данным непрерывного сейсмического профилирования // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 53—67.

Семенов Р. М., Авдеев В. А. Зейское землетрясение 2 ноября 1973 г. // Геология и геофизика. 1975. № 4. С. 106—116.

Славин В. И., Соловьева А. П., Соловьев Ю. А. Сейсмотектоническое районирование Афганистана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 12. С. 32—48.

Смирнова М. Н. Северный Кавказ. Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 477—479.

Соболев Г. А. Подземная стихия // Советская Россия. 1989. 5 марта.

Соболев Г. А. Проблема прогноза землетрясений // Природа. 1989. № 12. С. 47—54.

Соловьев С. Л., Ферчев М. Л. Сводка данных о цунами в СССР // Бюл. Совета по сейсмологии. № 9. Проблемы цунами. М., 1961. С. 23—55.

Соловьев С. Л. О связи землетрясений Скандинавии с отрицательными формами рельефа // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1963. № 6.

Соловьев С. Л., Поплавская Л. Н., Зарайский М. П. Западноитурупское землетрясение 7—8 мая 1962 г. // Геология и геофизика. 1964. № 7. С. 55—62.

Соловьев С. Л. Землетрясения и цунами 13 и 20 октября 1963 г. на Курильских островах. Южно-Сахалинск, 1965. С. 104.

Соловьев С. Л., Оскорбин Л. С., Ферчев М. Д. Землетрясения на Сахалине. М., 1967. С. 179.

Соловьев С. Л., Милитеев А. Н. Проявление Ниигатского цунами на побережье СССР и некоторые данные об источниках волн // Проблема цунами. М., 1968. С. 213—231.

Соловьев С. Л., Го Ч. Н. Каталог цунами в Тихом океане (основные данные). М., 1969. С. 100.

Соловьев С. Л., Го Ч. Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М., 1974. С. 340.

Соловьев С. Л. Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 180.

Соловьев С. Л. Основные сейсмические зоны Приамурья и Приморья // Геология и геофизика. 1980. № 9. С. 9—18.

Соловьев С. Л. Цунами в Тихом океане в 1969—1978 гг. // Эволюция цунами от очага до выхода на берег. М., 1982. С. 75—87.

Соловьев С. Л., Го Ч. Н., Ким Х. С. Каталог цунами в Тихом океане в 1969—1982 гг. М., 1986. С. 163.

Солоненко В. П. Сильные землетрясения по сейсмостатике // Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., 1968. С. 60—67.

Солоненко В. П., Курушин Р. А., Хилько С. Д. Сильные землетрясения // Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., 1966. С. 145—171.

Солоненко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М., 1968. С. 57—71.

Солоненко В. П. Сейсмогеология и сейсмическое районирование трассы БАМ и зоны ее экономического влияния. Новосибирск, 1979. С. 68.

Султанова З. З. Чиковани В. В. Куба-Гархунское землетрясение 20 декабря 1971 г. // Землетрясения в СССР в 1971 г. М., 1975. С. 29—31.

Сунь Вэньбин, Хэ Юэши, Ли Инбо. Резкое погружение Тихоокеанской плиты в Японское море и землетрясения в Северо-Восточном Китае // Дичжэнь Сюэбао. 1985. Т. 7. № 1. С. 34—44.

Сюй Юй-Цзянь. Некоторые геоморфологические и геологические явления в бассейне р. Хуанхэ и их связь с сейсмичностью // Тр. первого совещания по неотектонике Китая. М., 1960. С. 179—182.

Табулевич В. Н. О сейсмичности г. Махачкалы // Тр. Ин-та физики Земли АН СССР. 1962. № 22 (189). С. 46—52.

Тараканов Р. З., Ким Чун Ун. Особенности сейсмичности Курило-Камчатской зоны и проблема выделения поперечных разломов // Сейсмичность и механизм очагов землетрясений Дальнего Востока. Южно-Сахалинск, 1980. С. 31—39.

Трифонов В. Г. Позднечетвертичный тектогенез. М., 1983. С. 220.

Трифонов В. Т., Караханян А. С., Кожурин А. И. Активные разломы и сейсмичность // Природа. 1989. № 12. С. 32—38.

Тростников В. Н., Пустовитенко А. Н., Свидлова В. А. Землетрясения Крыма и Нижней Кубани в 1980 г. // Землетрясения в СССР в 1980 г. М., 1983. С. 16—19.

Удинцев Г. Б. Атлантический океан // Тектоника континентов и океанов. М., 1988. С. 166—196.

Уломов В. И., Захарова А. И., Уломова Н. В. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. и его повторные толчки // ДАН СССР. 1967. Т. 177. № 3.

Уломов В. И., Захарова А. И., Уломова Н. В. Землетрясение в г. Ташкенте 26 апреля 1966 г. // Землетрясения в СССР в 1966 г. М., 1970. С. 137—143.

Уломов В. И. Внимание! Землетрясение! Ташкент, 1971. С. 201.

Уразаев Б. М., Нурмагамбетов А., Досымов А., Садыков А. Джамбульское землетрясение 10 мая 1971 г. // Землетрясения в СССР в 1971 г. М., 1975. С. 94—97.

Ушаков С. А., Спектор В. Б. Геодинамический анализ Верхоянья // Геология и геофизика. 1982. № 9. С. 30—35.

Федотов С. А. Макроскопическое описание Итурупского землетрясения 7 ноября 1958 г. // Тр. ИФЗ АН СССР. 1961. № 17 (184). С. 21—41.

Федотов С. А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии // Тр. ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 66—93.

Федотов С. А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М., 1968. С. 121—150.

Федотов С. А., Багдасарова А. М., Кузин И. П., Тараканов Р. З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. М., 1969. С. 210.

Федотов С. А., Гусев А. А., Зобин В. М. и др. Озерновское землетрясение и цунами 22 ноября 1969 г. // Землетрясения в СССР в 1969 г. М., 1973. С. 195—208.

Федотов С. А. Реализация долгосрочного сейсмического прогноза для Тихоокеанской фокальной зоны у берегов Курило-Камчатской дуги за 1965—1970 гг. и уточненный прогноз на 1971—1975 гг. // Сейсмичность и сейсмический прогноз свойств верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, 1974. С. 101—108.

Федотов С. А., Гусев А. А., Чернышева Г. В., Шумилина Л. С. Сейсмофокальная зона Камчатки (Геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91—107.

Федотов С. А. Камчатка готовится к землетрясению // Природа. 1989. № 12. С. 87—89.

Филина А. Г., Цибульчик И. Д., Мучная В. И. Землетрясения Алтая и Саян // Землетрясения в СССР в 1978 г. М., 1982. С. 39—45.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л., 1960. С. 258.

Фолкон Н. Южный Иран: горы Загрос // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1. М., 1977. С. 248—263.

Хагивара Т. Случаи видимых деформаций перед катастрофическим землетрясением // Предсказание землетрясений. М., 1968. С. 72—73.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. М., 1971. С. 546.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М., 1977. С. 308.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., 1979. С. 352.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М., 1984. С. 342.

Хамрабаев И. Х. Глубинное строение литосферы Памира и Тянь-Шаня // Динамика и эволюция литосферы. Ташкент, 1986. С. 100—114.

Хачиян Э. Е. Инженерно-сейсмометрическая служба СССР. М., 1987. С. 94.

Хилько С. Д., Курушин Р. А., Кочетков В. М., Мишарина Л. Н. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М., 1985. С. 222.

Хованова Р. И. Кыренское землетрясение 22 октября 1958 г. // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960. № 10. С. 40—43.

Холдаев А. Палеосейсмология Чаткало-Кураминского региона. Ташкент, 1985. С. 130.

Хромовских В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., 1965. С. 122.

Хромовских В. С., Солоненко В. П., Жилкин В. М., Голенецкий С. И. Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск, 1975. С. 133.

Цимбаленко Л. И. Кучанское землетрясение 5 ноября 1893 г. // Материалы для изучения землетрясений России / Под ред. И. В. Мушкетова. 1899.

Цхакая А. Д., Лебедева Т. М., Ахалбедашвили А. М. Мадатапское землетрясение в декабре 1959 г. // Тр. Ин-та геоф. АН ГССР. 1963. Т. 21.

Цхакая А. Д., Махатадзе Л. Н., Табидзе Д. Д. Чхалтинское землетрясение 16 июля 1963 г. // Землетрясения в СССР в 1963 г. М., 1966. С. 37—55.

Цубои Ч. Энергия землетрясений Японии и прилегающих областей // Слабые землетрясения. М., 1961. С. 365—371.

Чермных Г. П. Землетрясение на Камчатке // Природа. 1959. № 12. С. 111.

Чермных Г. П. Землетрясение в Приморском крае 15 августа 1967 г. // Землетрясения в СССР в 1968 г. М., 1972. С. 186—188.

Чернов Г. А., Жалковский Н. Д., Цибульчик И. Д. Каргыйское землетрясение 28 февраля 1972 г. // Геология и геофизика. 1974. № 7. С. 124—132.

Чернов Г. А. К изучению сейсмологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области // Сейсмология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, 1978. С. 6—27.

Чернов Г. А. Сейсмогены и сейсмические геоциклы Алтае-Саянской горной области // Детальное сейсмическое районирование. М., 1980. С. 156—160.

Чудинов Ю. В. Расширение Земли и тектонические движения: о направлении движений в окраинно-океанических зонах // Геотектоника. 1981. № 1. С. 19—37.

Шаторная Н. В. Сильные землетрясения мира (1976 г.) // Землетрясения в СССР в 1976 г. М., 1980. С. 98—102.

Шаторная Н. В., Кисловская В. В. Каталог сильных землетрясений мира в 1976 г. // Землетрясения в СССР в 1976 г. М., 1980. С. 247—253.

Шварцман Ю. Г. Результаты геофизических исследований сейсмоактивных зон Северной Киргизии // Геофизические исследования сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе, 1983. С. 76—83.

Шебалин Н. В. Землетрясение Баня-Лука // Знание — сила. 1971. № 1.

Шебалин Н. В., Крестников В. Н., Рустанович Д. Н. и др. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. // Землетрясения в СССР в 1970 г. М., 1973. С. 28—49.

Шебалин Н. В. Сейсмология — наука о землетрясениях. М., 1974. С. 50, 64.

Шебалин Н. В. Карпаты: Глубокие землетрясения // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 472—474.

Шебалин Н. В. Крым и Нижняя Кубань. Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 475—477.

Шебалин Н. В. Землетрясение: очаг, опасность, катастрофа // Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий. М., 1984. С. 3—9.

Шебалин Н. В. Сейсмичность как тектонический процесс // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М., 1987. С. 22—37.

Шебалин Н. В. Исследования ведут сейсмологи // Социалистическая индустрия. 1988. 21 декабря.

Шебалин Н. В., Борисов Б. А. Спитакское землетрясение // Природа. 1989. № 4. С. 69—72.

Шейдеггер А. Основы геодинамики. М., 1987. С. 384.

Шеменда А. И., Грохольский А. Л. Геодинамика Южно-Антильского региона // Геотектоника. 1986. № 1. С. 84—95.

Шенкарева Г. А. Сейсмичность Апеннинского полуострова и прилегающих островов. М., 1973. С. 100.

Шерман С. И., Леви К. Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., 1978. С. 7—18.

Широкова Е. И. Механизм Маркансуйского землетрясения 1974 г. и его афтершоки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 1. С. 72—80.

Широкова Е. И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса // Физика Земли. 1967. № 1. С. 22—36.

Шмидт О. А. Тектоника Командорских островов и структура Алеутской гряды. М., 1978. С. 99.

Штейнберг В. В. Катастрофические землетрясения в Армении и Калифорнии // Земля и вселенная. 1990. № 6. С. 13—19.

Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М., 1973. С. 540.

Шумилина Л. Г. Камчатка: Описание сильных землетрясений // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М., 1977. С. 503—504.

Щетников Н. А. Цунами. М., 1981. С. 88.

Эйби Дж. А. Землетрясения. М., 1982. С. 283.

Электромагнитные предвестники землетрясений / Ред. М. А. Садовский. М., 1982. С. 87.

Эз В. В. О тектонических условиях возникновения сильных землетрясений в Чехословацких Карпатах // Изв. АН СССР. Сер. Геоф. 1964. № 2. С. 161—173.

Abe K., Kanamori H. Temporal variation of the activity of intermediate and deep focus earthquakes // Jour. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 3589.

Acharya H. K. Milano earthquake of August 16, 1976 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1978. Vol. 68. N 5. P. 1459—1468.

Acharya H. K., Aggarwal Y. P. Seismicity and tectonics of the Philippine islands // Jour. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. N B6. P. 3239—3250.

Adams J. Earthquake—dammen lakes in New Zealand // Geology. 1981. 9. N 5. P. 215—219.

Adams R. D., Eiby G. A., Lowry M. A. Inangahua earthquake New Zealand May 1968 // N. Z. Dept. Sci and Ind. Res. Bul. 1968. N 193. P. 7—16.

Adams R. D. The Haicheng, China, earthquake of 4 February 1975: The first successfully predicted major earthquake // Eg. Eng. Struc. Dyn. 1976. Vol. 4. P. 423—437.

Aggarwal Y. P., Sykes L. R. Earthquakes, faults and nuclear power plants in southern New York — northern New Jersey // Science. 1978. Vol. 200. P. 425—429.

Aguirre A. C. Some lessons of the March 3, 1985 Chilean earthquake // Bul. Int. Inst. Seismol. and Earthquake Eng. 1988. Vol. 22. P. 1—15.

Ahorner L. The general pattern of seismotectonic dislocations in Central Europe as the background for the Liege earthquake on November 8, 1983 // Seismic Activ. Western Europ. Particular Considerate. Liege Earthquake. Brussel; Dordrecht, 1985. P. 41—56.

Akasche B., Berckhemor H. Focal mechanism of deep and shallow earthquake as derived from short and long period seismograms // Proceedings of the X Assembly of the ESC. Vol. 2. Moscow, 1970. P. 334—360.

Algermissen S. T., Dewey J. W., Langer C. J., Dillinger W. H. The Managua, Nicaragua earthquake of December 23, 1972: Location, focal mechanism and intensity distribution // Bul. Seis. Soc. Amer. 1974. Vol. 64. P. 993—1004.

Allen C. R. Circum-Pacific Faulting in the Philippines-Taiwan Region // Jour. Geophys. Res. 1962. Vol. 67. N 12. P. 4795—4812.

Allen R. C. Geological Criteria for Evaluating Seismicity // Geol. Soc. Amer. Bul. 1975. Vol. 86. P. 1041—1057.

Alvarez H. Some aspects of earthquake occurrence to the southeast of Cuba // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1974. N 9. P. 193—198.

Alvares S. L. Study made between Arauco and Valdivia with respect to the earthquake of 21 and 22 May 1960 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1963. Vol. 53. N 6. P. 1315—1330.

Ambraseys N. N. The Seismicity of Tunis // Annal. geophys. 1962. 15. N 2. P. 233—244.

Ambraseys N. N. The Buyin-Zara (Iran) earthquake of September, 1962: A field report // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1963. Vol. 53. N 4. P. 705—740.

Ambraseys N. N., Moinfar A. The seismicity of Iran. The Firusabad earthquake of 16 August 1958 // Annal. geophys. 1974. 27. N 1—2. P. 1—21.

Ambraseys N. N., Moinfar A. The seismicity of Iran. The Karkhaneh (Kangavar) earthquake of 24 March 1963 // Annal. geophys. 1974. 27. N 1—2. P. 23—36.

Anatolian Zone // Multid. App. Earthquake. Wiesbaden, 1982. P. 137—142.

Ambraseys N. N. Genoma: the reckoning // Nature. 1977. Vol. 265. N 5589. P. 3—4.

Anderson-Fontana S., Engeln J. E., Lundgen P. et al. Tectonics and evolution of the Juan Fernandes microplate at the Pacific-Nazka-Antarctic triplajangation // Jour. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. N B2. P. 2005—2018.

Armbruster J. G., Seeber L. Interplate seismicity in the southeastern US // Earthquakes and earthquake engineering eastern United States. Ann Arbor Science. 1981. P. 375—396.

Arya A. S., Srivastava L. S., Gupta S. Survey of damages during the Dhamar earthquake of 13 December 1982 in the Yemen Arab Republic // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1985. Vol. 75. N 2. P. 297—601.

Auden J. B., Wadia D. N., Ghost A. M., Roy S. C. The Bihar-Nepal Earthquake of 1934. Calcutta. MGSI // Memoirs of the Geological Survey of India. 73. 1939. P. 391.

Baker G. E., Langston Ch. A. Source parameters of the 1949 magnitude 7.1 south Puget Sound Washington, earthquake as determined from long-period body waves and strong ground motions // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1988. Vol. 77. N 5. P. 1530—1577.

Bakun W. H., Clark M. M. et al. The 1984 Morgan Hill, California Earthquake // Science. 1984. Vol. 225. N 4659. P. 288—291.

Banghar A. R., Sykes L. R. Focal mechanisms of earthquakes in the Indian Ocean and adjacent regions // Jour. Geophys. Res. 1969. Vol. 74.

Barbano M. S., Carrozzo M. T., Chirenti A. et al. Sismicita di Calabria e Sicilia // Rendiconti della Societa Geologica Italiana. Vol. 4 (1981). Roma, 1983. P. 529—535.

Barka A. A., Hancock P. L. Relationship between fault geometry and some earthquake epicentres within the north Anatolian zone // Multid. App. Earthquake. Wiesbaden, 1982. P. 137—142.

Barlow B., Denham D., Jone T. The Musgrave Ranges earthquake of March 30, 1986 // Trans. Roy. Soc. S. Austral. 1986. 110. N 3—4. P. 187—189.

Barosh P. J. New England seismotectonic study activities during fiscal year 1977. Boston US. NRC. 1978. P. 40.

Barrientos S. E. Slip distribution of the 1985 central Chile earthquake // Tectonophysics. 1988. Vol. 145. N 3—4. P. 225—241.

Bath M. Seismicity of the Tanzanian region // Tectonophysics. 1975. Vol. 27. P. 353—379.

Becker M., Camelbeeck T. Macroseismic inquiry of the Liege earthquake of November 8, 1983 // Seismic Activ. Western Europ. Particular Considerate. Dordrecht, 1985. P. 301—309.

Benkhelil J. Benue Trough and Benue Chain // Geolog. Mag. 1982. Vol. 119. N 2. P. 155—168.

Berberian M., Tchalenko J. Field study documentation of the 1930 Salmas (Shahpur—Azerbaijan) earthquake // Geol. Surv. Iran Rept. 1976. N 39. P. 271—342.

Berberian M., Arshadi S., Asuden I. Surface rupture and mechanism of the Bob-Tangol (southeastern Iran) earthquake of 19 December 1977 // Earth and Planet. Sci Lett. 1979. Vol. 42. N 3. P. 456—462.

Berberian M., Navai I. Naghan (Chahar—Mahal) Bachtiari—High Zagros Iran Earthquake of 6 April 1977 // Geol. and Mining Surv. Iran Rept. 1977. N 40. P. 51—77.

Berberian M., Parastamation D., Qoraihi M. Khurgu (North Bandar Abbas — Iran) earthquake of March 21, 1977: A preliminary field report and a

seismotectonic discussion // Geol. and Mining Surv. Iran Rept. 1977. N 40. P. 7—49.

Berberian M. Tabas—E. Golshan (Iran) catastrophic earthquake of 16 September 1978: A preliminary field report // Disasters. 1978. Vol. 2. N 4. P. 207—219.

Berberian M. The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped modified oceanic crust // Can. Jour. Earth. Sci. 1983. 20. P. 163—183.

Bergman E. A., Solomon S. C. Oceanic interply earthquakes: implications for local and regional intraplate stress // Jour. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. N 10. P. 5389—5410.

Biswas S., Majumbar R. Stress distribution in the Andaman—Nicobar island arc and the Andaman sea // Gerlands Beitr. Geophys. 1986. 95. N 6. P. 546—552.

Bjorsson S., Einarsson P. Seismicity of Iceland. Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. Dordrecht; Boston, 1975. P. 225—239.

Bollinger G. A. Speculations of the nature of seismicity at Charlston, South Carolina // Geol. Surv. Prof. Pap. 1983. N 1313. P. 1—11.

Bollinger G. A. Earthquake Hasards Réduct. Ser. Build. Seis. Safery. Counk. 1985. N 14. 4/1—4/6.

Boncev E. Seismotectonic features of Bulgaria // Geol. Balcan. 1982. 12. N 2. P. 71—98.

Bonjer K. P., Gelbke C., Gilg B., Rouland D. Seismicity and dynamics of the Upper Rhinegraben // Jour. Geophys. 1984. 55. N 1. P. 1—12.

Bounif A., Haessler H., Meghgaoni M. The Constantine earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study // Earth and Planet. Sci Lett. 1987. 85. N 4. P. 451—460.

Bouska V. Zemetreseni v Cerna Hore // Lide+Zeme. 1980. N 5. P. 151—156.

Bratt S. R., Bergman E. A., Solomon S. C. Thermoelastic stress: how important as a cause of earthquakes in young oceanic lithosphere // Jour. Geophys. Res. 1985. B90. N 12. P. 10249—10260.

De Bremaecker J. Seismicity of the West African Rift Valley // Jour. Geophys. Res. 1959. 64. N 11.

Brooks J. A. Earthquake Activity and Seismic Risk in Papua—New Guinea // Common. of Australia Dep. Nat. Develop. Bur. 1965. P. 100.

Brown J. The Earthquake disaster in Western Iran. September 1962 // Geography. 1963.48. N 2. P. 184—185.

Brown R. D., Ward P. L., Plafker G. Geologic and seismologic aspects of the Managua (Nicaragua) earthquakes of December 23, 1972. Washington: Gov. Print. Off., 1973. P.34.

Bubnov S. Potres v Khorassanu // Gradb. vestn. 1968. 17. N 11. P. 201—213.

Butler R., Stewart G., Kanamori H. The July 27, 1976 Tangshan China earthquake a complex sequenal of interplate events // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1979. Vol. 69. N 1. P. 207—220.

Carver D., Bollinger G. Aftershocks of the June 20, 1978, Greece earthquake: A multimode faulting sequence // Tectonophysics. 1980. 73. N 4. P. 343—363.

Chandra U. Focal mechanism solutions for earthquake in Iran // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1984. 34. P. 9—16.

Chandra U. Fault-plane solution and tectonic implication of the Pattan, Pakistan earthquake of December 28, 1974 // Tectonophysics. 1975. 28. P. 19—24.

Chandra U. Seismicity, earthquake mechanisms and tectonics along the Himalayan mountain range and vicinity // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1978. 16. P. 109—131.

Chase C. G. Tectonic History of the Fiji Plateau // Geol. Soc. Amer. Bul. 1971. V. 82. N 11. P. 3087—3109.

Cheng Ke-Chieh Report on the 1951 Earthquake in Taiwan // Proc. of the 2nd World Conf. Earthq. Eng. Tokyo—Kyoto. 1960. Vol. 1. Tokyo, 1960. P. 397—408.

Chung Wai-Uing, Cipar J. J. Source modeling of the Hsingtai, China earthquakes of March 1966 // Phys. Earth and Planet. Inter. 1983. Vol. 33. N 2. P. 111—125.

Choshiro T. Outline of damages from Nihonkai chubu earthquake of 1983 // Civ. Eng. Jap. 1985. Vol. 24. P. 149—171.

Choy G., Dewey Z. Rupture process of an extended earthquake sequence: teleseismic analysis of the Chilean earthquake of March 3, 1985 // Jour. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. N 2. P. 1103—1116.

Cisternas A., Dorei J., Gaulon R. Models of the complex source of the El Asnam earthquake // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1982. 72. N 6. Pt A. P. 2245—2266.

Claiborne P. Earthquake in Italy (23.XI. 1980). Washington: US Gov. Print. Off., 1980. P. 17.

Cleary Z., Doyle H. Application of a seismograph network and electronic computer in near earthquake studies // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1962. 52. N 3. P. 673—682.

Cloud W. K. Intensity distribution and strong motion seismograph results, Nevada earthquakes of July 6, 1954 and August 23, 1954 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1956. 46. N 1. P. 34—40.

Cluff L. S. Peru earthquake of May 31, 1970: Engineering geology observations // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1971. Vol. 61. N 3. P. 511—533.

Coffman J., Hake C. Earthquake history of the United States: Publication. Washington: Gov. Print. Off., 1973. P. 208.

Comninakis P. E., Papazachos B. C. Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Helenic arc // Tectonophysics. 1980. 70. N 3—4. P. 135—147.

Comte D., Eisenberg A., Lorca E. The 1985 central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes on the region // Science. 1986. 233. N 4762. P. 449—453.

Comte D., Eisenberg A., Lorca E. et al. The 1985 central Chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes on the region // Science. 1986. Vol. 233. N 4762. P. 449—453.

Cooper P. A., Milholland P. D., Duennebier F. K. Seismicity of the Galapagos 95.5°w Propagating rift // Jour. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. N B13. P. 14091—14112.

Cotton R., Adler D. California quake causes (seismic) waves // Geophys. Leading Edge Explor. 1988. 7. N 6. P. 41—42.

Crardon M. L. Etude de cas actuels et historiques dans le domaine mediterraneen les mouvements de terrain iors des seismes du Frioul // Mediterranee. 1984. 51. N 1—2. P. 3—7.

Crone A. J., Machette M. N. Surface faulting accompaning the Borah Peak earthquake, central Idaho // Geology. 1984. Vol. 12. N 11. P. 664—667.

Crosson R. S. Crustal structure of earthquake data. 1.

Simultaneous least squares estimation of hypocentre and velocity parameters // Jour. Geophys. Tes. 1976. 81. 17. P. 3036—3043.

Cvijanovic D., Kuk V., Maric K., Prelogovic E. Migration of seismic activity in Montenegro area of the year 1979 // Proc. of the 2nd Symp. Seismicity and Seism. Hazard. Praha Geophys. Inst. 1981. P. 205—221.

Davinson C. On the Earthquake recorded by the Pendulum Seismograph of Shillogng (Assam) from 1903 to 1931 // R.G.S.I. 69. Pt 2. 1935. P. 184—202.

Dear H. Das Erdbeben in Suditalien // Mag. Feuerwehrmann. 1981. 6. N 5.

De Boer J., Odom L. A., Ragland P. C. et al. The Bataan orogene: eastward subduction tectonic rotations and volcanism in the Western Pacific // Tectonophysics. 1980. 67. P. 251—282.

Decker R. W., Koyanagi R. Hawaii earthquake of November 16, 1983 // Earthquake Inf. Bul. 1984. 16. N 1. P. 4—9.

Denham D. Distribution of earthquake in the New Guinea—Solomon Islands region // Jour. Geophys. Res. 1969. Vol. 74. N 17. P. 4290—4299.

Denham D. Seismicity and earthquake risk in eastern Australia // A. Symposium held in Canberra on 5 December 1973. Canberra, 1976.

Denham D., Alexander L., Worotnicki G. Siresses in the Australian crust evidence from earthquakes and in situ stress measurements // BMR. Jour. Austr. Geol. and Geophys. 1979. V. 4. N 3. P. 289—296.

Denham D. The Tasman Sea earthquake of 25 November 1983 and stress in the Australian plate // Tectonophysics. 1985. 111. N 3—4. P. 329—338.

Deschamps A., Gaudemer I., Cisternas A. The El Asnam, Algeria earthquake of 10 October 1980 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1982. Vol. 72. N 4. P. 1111—1128.

Deschamps A., King G. C. The Campania—Lucania (southern Italy) earthquake of 23 November 1980 // Earth and Planet. Sci Lett. 1983. Vol. 62. P. 296—304.

Dewey J. W. Seismicity of northern Anatolia // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1976. N 3. P. 843—868.

Douglas H., Larry J. Rupture process of March 3, 1985 Chilean earthquake // Jour. Geophys. Res. Let. 1986. Vol. 13. N 8. P. 721—724.

Doser D. J. The Ancash, Peru, earthquake of 1946 November 10 evidence for low-angle normal faulting in the high Andes of northern Peru // Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc. 1987. 91. N 1. P. 57—71.

Doyel W. W., Moraga B. A., Falcon M. E. Relation between the geology of Valdivia, Chile, and the damage produced by the earthquake of 22 May 1960 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1963. 53. N 6. P. 1331—1345.

Drimmel J., Gange G., Trapp E. Kartenmassige Darstellung der Seismizitat Österreichs. Wien, 1971. P. 50.

Duffaud F., Rothe J. P. Le seisme d'Agadir du 29 fevrier 1960. Casablanca // Edit. du Serv. du Maroc. 1962. P. 68.

Duke C. M. The Chilean earthquake of May 1960 // Science. 1960. Vol. 132. N 3442. P. 1797—1802.

Duce C., Leeds D. Response of soils, foundations and earth structures to the Chilean earthquakes of 1960 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1963. V. 83. N 2. P. 309—357.

Ebel J. E. Statistical aspects of New England seismicity from 1975 to 1982 and implications for past and future earthquake activity // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1984. 74. N 4. P. 1311—1329.

Eiby G. A. Two New Zealand tsunamis // Jour. Roy. Soc. N.Z. 1982. 12. N 4. P. 37—51.

Eiby G. A. Notes on New Zealand seismicity // Inform. Ser. N.Z. Dept. Sci and Ind. Res. Bul. 1965. N 49. P. 12—16.

Einarsson P. Seismicity and earthquake focal mechanism along the mid-atlantic plate boundary between Iceland and the Azores // Tectonophysics. 1979. Vol. 55. N 1—2. P. 127—153.

Eissler H., Kanamori H. A large normal-fault earthquake at the function of the Tonga trench and the Louisvile ridge // Phys. Earth and Planet. Inter. 1982. Vol. 29. N 2. P. 161—72.

Engineering Aspects of the Lima. Peru Earthquake of October, 1974. EERI (earthquake engineering research institute). Oakland, 1975.

Espinosa A. F., Algermissen S. T. Soil amplification studies in area damaged by the Caracas earthquake of July 29, 1967 // NOAA technical report contributions to seismic zoning. Washington, 1973. P. 65—73.

Everingham I. B. Seismicity of Western Australia Dep. Nat. Develop. Bureau of Miner // Res. Geol. Geophys. Report. N 132. Canberra, 1968. P. 58.

Everingham I. B. Large earthquakes in the New Guinea, Solomon Islands area 1873—1972 // Tectonophysics. 1974. Vol. 28. N 4. P. 33—38.

Everingham I. B. Seismological report on the Madang earthquake of 31 October 1970 and aftershocks. Canberra // Austr. Gov. Publ. Serv. 1975. IV. 45. P. 45.

Erankel A., McCann W. Moderate and large earthquakes in the south Sandwich arc: indicators of tectonic variation along a subduction zone // Jour. Geophys. Res. 1979. B84. N 10. P. 5571—5577.

Fairhead J. D., Henderson N. The seismicity of southern Africa and incipient firting // Tectonophysics. 1977. Vol. 41. P. 19—26.

Farrankopf D., Feil H. Katastrophenalarm: Erdbeben in Albstadt // Brandschutz. 1979. Vol. 33. N 4. P. 88—91.

Finetti L., Russi M., Slejko D. The Friuli earthquake 1976—1977 // Tectonophysics. 1979. Vol. 53. N 3—4. P. 261—272.

Fisher M. A. Tectonic processes at the collision of the D'Entrecasteaux zone and the New Hebrides island arc // Jour. Geophys. Res. 1988. B 91. N 10. P. 10470—10486.

Fitch T. J., Molnar P. Focal mechanism along inclined earthquake zone in the Indonesia — Philippine region // Jour. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. N 8. P. 1431—1444.

Flores R., Arias S., Jenschke V., Rosenberg L. Engineering aspects of the earthquakes in the Maipo Valley, Chile in 1958 // Proc. 2nd World Confer. Earthquakes Eng. Tokyo, 1960. P. 409—433.

Forsith D. W. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia sea // Jour. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 1429—1443.

Francis T. J. The seismicity of the Reykjanes ridge // Earth and Planet. Sci Lett. 1973. Vol. 18. N 1.

Francis T. J. The detailed seismicity of Mid-Oceanic ridges // Earth and Planet. Sci Lett. 1968. Vol. 4. N 1.

Fratto E. S. The earthquake hazard mitigation program in Massachusetts // Earthquake Inform. Bul. 1986. 17. N 5. P. 165—172.

Gagnepain-Beyneix J., Haesler H., Modiano T. The pyrenean earthquake of February 29, 1980: an example of complex faulting // Tectonophysics. 1982. 85. N 3—4. P. 272—290.
Garwin L. Loma-Prieta earthquake. A successful prediction // Nature. 1989. Vol. 341. N 6244. P. 677.
Gere I.M., Shah H. C. A visit to Tien Shan, China // Earthquake Inform. Bul. 1981. Vol. 13. N 1. P. 4—11.
Gibowicz S. J., Niewiadomski J., Phan Vam Thuc. Source study of the Tuan Gido, Vietnam Earthquake of June 24, 1983 // Bul. Pol. Acad. Sci Earth. 1987. 35. N 1. P. 53—63.
Glavcheva R. P. Seismological evidences for the preparedness stage of the 1986 earthquakes in the Gorna Oryakhovitsa zone // Докл. Болг. АН. 1988. 41. N 5. P. 63—66.
Gordon D. W., Engdahl E. R. An instrumental study of the Libyan earthquake of February 21, 1963 // Earthquake Notes Seism. Soc. Am. 1963. 34. N 3—4. P. 50—56.
Grabert H. Das tektonische Erdbeben von Gediz (Turkei) 1970 // Aufschluß. 1971. 22. N 7—8. P. 261—263.
Grapes R. H., Sissons B. A., Welman H. W. Widening of the Taupo volcanic zone, New Zealand, and the Edgecumbt earthquake of March 1987 // Geology. 1987. 15. N 12. P. 1123—1125.
Gregson P. J., Denham D. Australian seismological report 1980 // Report Bureau of mineral resources, geology and geophysics. N 252. Canberra, 1984. P. 30.
Gregson P. J., Denham D. Australian seismological report 1980 // Report Bureau of mineral resources, geology and geophysics. N 273. Canberra, 1986. P. 47.
Gregson P. J., Denham D. Australian seismological report 1980 // Report of mineral resources, geology and geophysics. N 280. Canberra, 1987. P. 32.
Gregson P. J., Paull F. P. Preliminary report of the Cadoux earthquake, Western Australia 27 June 1979 // Report Bureau of mineral resources, geology and geophysics. N 215. Canberra, 1979. P. 65.
Greenhalgh S. A., Denham D. The Beltana, South Australian earthquake of 29 December 1983 and aftershocks // Austral. Jour. Earth Sci. 1986. 33. N 4. P. 401—411.
Greenhalgh S., Singh R., Parham R. Earthquakes in South Australia // Trans. Roy. Soc. S. Austral. 1986. 110. N 3—4. P. 145—154.
Griison N. I., Chen-Wang. The Azores-Gibraltar plate Boundary: focal mechanism depths of earthquakes and their tectonic implications // Jour. Geophys. Res. 1986. B 91. N 2. P. 2029—2047.
Hadley J. B. Landslides and related phenomena accompaning the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959 // Geol. Surv. Prof. Pap. 1964. N 435.
Hamburger M. W., Everingham I. Seismic and aseismic zones in the Fiji Region // Bul. Roy. Soc. N.Z. 1986. N 24. P. 439—453.
Hamilton R. M., Zoback M. D. Investigations of the New Madrid earthquake region. Tectonic features of the New Madrid seismic zone from seismic reflection profiles // Geol. Surv. Prof. Pap. 1982. N 1236. P. 55—82.
Hamilton W. Tectonic Map of the Indonesian 1:5 000 000 //Prep. on behalf on the Min. of Mines Gov. of Indonesia. Reston, 1978.
Hamilton W. Earthquake map of the Indonesian region 1:5 000 000 // Reston Prep. on behalf of the Min. of Mines Gov. of Indonesia. 1974.
Hamilton R. M. The Fiordland earthquake sequence of 1980, and seismic velocities beneath New Zealand // N.Z.Jour. Geol. and Geophys. 1966. 9. N 3. P. 224—238.
Hansen W. R., Eckel E. B., Sihaem W. E. et al. The Alaska earthquake March 27, 1964: Field investigations and reconstruction effort // Prof. Pap. US Geol. Surv. 541. 111. 1966.
Hanus V., Vanek J. Geodynamic interpretation of the earthquake distribution in the Kermadec subduction zone // Stud. Geophys. et Geol. 1978. Vol. 22. N 3. P. 259—275.
Hasegawa A., Umito T., Takagi A., Suzuki Z. Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath northeastern Honsu (Japan) // Tectonophysics. 1979. Vol. 57. P. 1—6.
Hasegawa H. S., Kanamori H. Source mechanism of the magnitude 7.2 Grand Bank earthquake of November 1929 // Bul. Seism. Soc. Amer. 1987. 77. N 6. P. 1984—2004.
Hatori Tokutago. On the aleutian tsunami of February 4, 1965, as observed along the coast of Japan // Bul. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo. 1965. 43. Pt 4. P. 773—782.
Hauksson E., Jones L., Davis Th. et al. The 1987 Mhitter Narrows earthquake in the Los Angeles metropolitan area, California // Science. 1988. 239. N 4846. P. 1409—1412.
Hedervary P. Volcanism and seismicity in the Indo-Australian seismic belt manifestations of interplate tectonics // Annal di Geofisica. 1978. 31. P. 111—133.
Hedervary P., Papp Z. Seismicity maps of the Indonesian region // Tectonophysics. 1981. 76. N 1—2. P. 131—148.
Heezen B. C., Ewing M. Orleanville earthquake and turbidity currents // Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geologist. 1955. V. 39. N 12. P. 2505—2514.
Hegarty K. A., Weissel J. K., Hayes D. E. Convergence at the Caroline Pacific Plate Boundary: Collision and Subduction // Tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Sea and Islands. Pt 2. 1982. Vol. 27: (Geophysical Monograph Series Amer. Geoph. Un.).
Herd D. G., Youd T. L., Meyer H. et al. The Great Tumaco, Colombia earthquake of 12 December 1979 // Science. 1981. Vol. 21. N 4481. P. 441—445.
Hsich Yu-show, Kuo Li-tsan. Acta geophys. sinica. 1957. Vol. 6. N 2. P. 159—179.
Hirn A., Haessler H., Trong P. Aftershock of the January 1st, 1980, earthquake and present-day tectonics in the Azores // Geophys. Res. Lett. 1980. 7. N 7. P. 501—504.
Hirono Takuzo. Seismicity of Japan // Proc. 2nd World Conf. Earthquakes Eng. Tokyo—Kyoto. 1960. Vol. 3. Tokyo, 1960. P. 1511—1521.
Hodgson J. H., Cock J. I. Direction of faulting in the deep-focus Spanish earthquake of March 29, 1954 // Tellus. 1956. Vol. 8. P. 321—328.
Honza E., Davies H., Keene J., Tiffin D. Plate boundaries and evolution of the Solomon Sea region // Geo. Mar. Lett. 1987. 7. N 3. P. 161—168.
Houtz R. E. The 1953 Suva earthquake and tsunami // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1962. 52. N 1. P. 1—12.
Hsich Yu-show. Digin wull xuebao // Acta geophys. sinica. 1958. N 2. P. 83—90.
Hushon P., Le Pichon X. Sunda Strait and Central Su-

matra fault // Geology. 1984. 12. N 11. P. 668—672.

Hutchinson J. N., Del Prate M. Landslides at Calitri, Southern Apennines reactivated by the earthquake of 23 November 1980 // Geol. appl. hidrogeol. 1985. 20. N 1. P. 9—38.

Hydman R. D., Riddihouh R., Herzer R. The Nootka fault zone — a new plate boundary off Western Canada // Geophys. Jour. Res. Ast. Soc. 1979. Vol. 58. P. 667—683.

Iordan J. N., Danger J. F. Aftershocks of the 4 February 1965 Rat Islands Earthquake // Science. 1965. Vol. 148. N 3675. P. 1323—1325.

Isacks B. L., Sykes L. R., Oliver J. Spatial and temporal clustering of deep and shallow earthquakes in the Fiji-Tonga-Kermadec region // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1967. Vol.57. N 5. P. 935—957.

Isacks B. L., Sykes L. R., Oliver J. Focal mechanisms of deep and shallow earthquakes in the Tonga-Kermadec region and the tectonics of island arcs // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1969. Vol. 80. P. 1443—1470.

Ishibara K., Hsu Kal-Lung, Nakasumi I., Sato K. Analysis of landslides during the 1984 Naganoken-Seibu earthquake // Geol. appl. eidrogeol. 1986. 21. N 2. P. 175—215.

Izumi M. Damage to structures caused by the Japan Sea earthquake of 1983 // Disaster. 1983. 7. N 4. P. 244—250.

Jachens R. C., Griscom A. Three-dimensional geometry of the Gorda plate beneath Northern California // Jour. Geophys. Res. 1983. B 88. N 11. P. 9375—9382.

James D. E. Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes // Geol. Soc. Amer. Bul. 1971. Vol. 82. P. 3325—3346.

James N., Muawia B. Seismotectonics of the Himalayan collision zone: geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya // Jour. Geophys. Res. 1984. B 89. N 2. P. 1147—1163.

Johnson C. E., Hutton L. K. Imperial Valey, California Earthquake. October 15, 1979 // Geol. Surv. Prof. Pap. 1982. N 1254. P. 59—76.

Johnson T., Molnar P. Focal Mechanismus and Plate Tectonics of the Southwest Pacific // Jour. Geoph. Res. 1972. 77. N 26. P. 5000—5031.

Juan V. C., Lo H. J., Chen C. H. Geotectonics of Taiwan: An overview // Geodyn. West Pacif.-Indones. Reg. Washington D. C. 1983. P. 379—386.

Kanaj Kiyoshi. A short note on the seismological features of the Nigata earthquake // Soil and Foundat. 1966. 6. N 2. P. 8—13.

Kanamori H. Great earthquakes at island areas and the lithosphere // Tectonophysics. 1971. N 12.

Kanamori H. Tectonic implication of the 1944 Tonankai and the Nankaido earthquakes // Phys. Earth and Planet. Inter. 1972. Vol. 5. P. 129—139.

Kanamori H., Stewart G. Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976 // Jour. Geophys. Res. 1978. B. 83. N 7. P. 3427—3434.

Karakama I., Ogino I., Tsumura K. et al. The earthquake swarm east off the Izu Peninsula of 1980 // Bul. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 1980. 55. P. 913—980.

Karakos A., Papadimitriou I., Pavlides S. A preliminary investigation of socio-economic problems following the 1978 Thessaloniki (Greece) earthquake // Disaster. 1983. 7. N 3. P. 210—214.

Karnic V. Die Seismicitat der Westkarpaten // Geofys. Sb. 1960. N 126.

Karnic V. Seismicity of the European Area. Pt 1. Praha, 1968. P. 364.

Karnic V. Seismicity of the European Area. Pt 2. Praha, 1971. P. 218.

Karnic V., Phochazkova D., Schenkova Z. Earthquake epicentres and macroseismic intensity in the Carpatho-Balkan region // Acta Geologica. Budapest, 1977. Vol. 21. N 4. P. 309—324.

Kasapoglu K. E., Toksoz M. N. Tectonic consequences of the collision of the Arabian and Eurasian plates: finite element models // Tectonophysics. 1983. V. 100. P. 71—95.

Kato Teruyuki. Highangle reserve faulting associated with the 1946 Nankaido earthquake // Tectonophysics. 1983. V. 96. N 1—2. P. 31—44.

Katsumata M. S., Sykes L. R. Seismicity and tectonics of Western Pacific: Izu-Mariana-Carolina and Ryukyu-Taiwan regions // Jour. Geophys. Res. 1969. V. 74. N 15. P. 5929—5948.

Kawakatsu H., Seno T. Triple seismic zone and the regional variation of seismicity along the northern Honshu Arc // Jour. Geophys. Res. 1983. B 88. N 5. P. 4215—4230.

Keefer D. K. Rock avalanches caused by earthquakes: source characteristics // Science. 1984. 223. N 4642. P. 1288—1290.

Keefer D. K. Landslides caused by earthquakes // Bul. Geol. Soc. Amer. 1984. 95. N 4. P. 406—421.

Khattri K. N., Tyagi A. K. Seismicity patterns in the Himalayen plate boundary and identification of the areas of high seismic potential // Tectonophysics. 1983. 96. N 3—4. P. 281—297.

Kilbourne R. T., Saucedo G. J. Gorda basin earthquake North-western California // Calif. Geol. 1981. V. 34. N 3. P. 53—57.

Kishinouye F., Onda I. Field studies of the Kita Mino earthquake on August 19, 1961 // Bul. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, 1961. V. 39. N 4. P. 857—868.

Kisslinger C., Nuttli O. The earthquake of October 21, 1965 and Precambrian structure in Missuri Abstract // Earthquake Notes Seism. Soc. Amer. 1965. 36. N 3—4. P. 32—36.

Knoury S., Tilford N., Chandra U., Amick D. The effect of multiple events on isoseismal maps of the 1981 earthquakes at the Gulf of Corinth, Greece // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1983. 73. N 2. P. 655—660.

Kociaj S., Sulstarova E. The earthquake of June 1, 1905 Shkodre // Tectonophysics. 1980. 67. N 3—4. P. 319—332.

Kociaj S., Sulstarova E. The Dibra (Albania) earthquake of November 30, 1967 // Tectonophysics. 1980. 67. N 3—4. P. 333—343.

Kodelja L. Tesko esteceni objekti potresom od 1969 godine u Banja Luci, Cija je sanacija arvrsena uz ugradivanje nedosrajucih konstruktivnih ojacania provereni i ispitani potresom od avgusta 1981 // Tehnika. 1982. 37. N 2. P. 193—199.

Kogbe C., Delbos L. The recent Guinean earthquake probable origin and geographic implications // Pangea. 1984. N 2. P. 17—19.

Kondopoulou D. P., Papadopoulos G. A., Pavlides S. B. A study of the deep seismotectonics in the Hellenic arc // Bul. geofis. teor. ed appl. 1985. 27. N 107. P. 197—207.

Koyanagi R., Krivy H., Okamura A. The 1962 Kaoiki Hawaii earthquake and its aftershocks // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1966. V. 56. N 6. P. 1317—1375.

Krause D. C. Submarine Geology North of New Guinea // Geol. Soc. Amer. Bul. 1965. V. 76. N 1. P. 33—41.
Kroenke L. W., Walker D. A. Evidence for the formation of a new trench in the western Pacific // EOS Trans. Amer. Geophys. Union. 1986. 67. N 12. P. 145—146.
Kumarapeli P. S., Saull V. A. The St. Lawrence valley system: a North American equivalent of the East African rift valley system // Canad. Jour. Earth Sci. 1966. 3. N 5. P. 639—658.
Kumar S. Geodynamics of Burma and Andaman-Nicobar region, on the basis of tectonic stresses and regional seismicity // Tectonophysics. 1981. 79. P. 75—95.
Kunza Th. Seismotektonische Bewegungen im Alpenbereich // Stuttgart. Inst. Geoph. Univ. 1982. P. 169.
Langer C. J., Bonilla M. G., Bollinger G. A. Aftershocks and surface faulting associated with the intraplate Guinea, West Africa, earthquake of 22 December 1983 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1987. 77. N 5. P. 1579—1601.
Langer C. J., Bollinger G. A., Merghelani H. M. Aftershocks of the 13 December 1982 North Yemen earthquake: conjugate normal faulting in an extensional setting // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1987. 77. N 6. P. 2038—2055.
Langer C. J., Bollinger G. A. Aftershocks of the western Argentina (Caucete) earthquake of 23 November 1977 some tectonic implications // Tectonophysics. 1988. 148. N 1—2. P. 131—146.
Langston Ch. A. Depth of faulting during the 1968 Meckering, Australia earthquake sequence determined from waveform analysis of local seismograms // J. Geophys. Res. 1987. B 92. N 11. P. 561—574.
Lauer W. Das Erdbeben in Ecuador vom 5.3. 1987 und seine geographischen Auswirkungen // Erdkunde. 1987. 41. N 4. S. 286—298.
Lay T., Kanamori H. Earthquake doublets in the Solomon islands // Phys. Earth and Planet. Inter. 1980. Vol. 21. P. 283—304.
Leblanc G., Burke K. Re-evaluation of the area earthquakes // Earthquake Notes East Sec. Seismol. Soc. Amer. 1985. 56. N 4. P. 107—123.
Ledingham R. A. A Macquarie earthquake // Aurora. 1978. Spr. 135—136.
Leimena S. L. Disaster in Bali caused by earthquake 1976: (A report) // Disaster. 1979. Vol. 3. N 1. P. 85—87.
Lewis J. D., Daetwyler N. A., Bunting J. A., Moncrieff J. S. The Cadoux Earthquake, 2 June 1979 // Geol. Surv. West Austr. Rept. 1981. N 11. XII.
Lin Wanqin // Acta seismo. sin. 1983. Vol. 5. N 1. P. 116—125.
Liu Baichi, Zhou Junxi. The research on the active Haiuan fault in China // Сибэй дичжень сюэбао. Northwest Seismol. J. 1986. 8. N 3. P. 79—89.
Loffler J. Erdbeben in Albanien und ihre geologischen Ursachen // Geogr. Ber. 1963. N 29. P. 265—270.
Lomnitz C., Schulz R. The San Salvador earthquake of May 3, 1985 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1966. 56. N 2. P. 561—575.
Lomnitz C., Cabre R. The Peru earthquake of October 17, 1966 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1966. Vol. 58. P. 645—661.
Lomnitz C. Global tectonics and earthquake risk. Amsterdam Elsev. Sci Publ. Com. 1974.
Lomnitz C. A studi of the Maipo Valley earthquakes of September 4, 1958 // Proc. 2nd World Conf. Earthquakes Eng. Tokyo—Kyoto 1960. Tokyo. S.a. P. 501—520.
Lomnitz C., Hashizume M. The Popavan, Colombia, earthquake of 31 March 1983 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1985. 75. N 5. P. 1315—1326.
Lyon-Caen H., Armijo R., Deschamp A. Loma-Prieta: Chronique d'un Seismé annoncé // Recherche, 1990. Vol. 21. N 217. P. 100—103.
Maasha N. The Seismicity of the Ruwenzori Region in Uganda // Jour. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 1485—1496.
Machado F. Contribuicao para o estudo do terramoto de 1 de novembro de 1755 // Rev. Fac. cicne Univ. Lisboa, 1966. C. 14. N 1. P. 19—31.
McCaffrey R. Litospheric deformation within the Molucca sea arc—arc collision: evidence from shallow and intermediate earthquake activity // Jour. Geoph. Res. 1982. Vol. 87. N 135. P. 3663—3678.
McCaffrey R., Nabelek J. Seismological evidence for shallow thrusting north of the Timor trough // Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. 1986. 85. N 2. P. 365—381.
McCarthy G. R. A marked alignment of earthquake epicentres in Western-North Carolina and its tectonic implication // J. Elisha Mitchell Scient. Soc. 1956. N 2. P. 274—276.
McCarthy G. R. Three forgotten earthquakes // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1963. Vol. 53. N 3. P. 687—692.
McCue K., Barlow B., Denham D. et al. Another chip off the old Australian block // EOS Trans. Amer. Geophys. Un. 1987. 68. N 26. P. 609—612.
McGinnis L. D. Earthquakes and crustal movement as related to water load in the Missisippi valley region // Circ. Illinois State Geol. Surv. 1963. N 344. P. 20.
McKenzie D. P. The plate tectonics of the Mediterranean region // Nature. 1970. V. 226. P. 239—243.
McKenzie D. P. Active tectonics of the Mediterranean region // Geophys. Jour. 1972. 30. P. 109—185.
Makropoulos K. C., Burton P. W. Greek tectonics and seismicity // Tectonophysics. 1984. 106. N 3—4. P. 275—304.
Malfait B. T., Dinkelman M. G. Circum on the Caribbean plates // Bul. Geol. Soc. Amer. 1972. 83. N 2.
Malgrange M., Deschamps A., Madariaga R. Thrust and extensional faulting under the Chilean coast: 1965, 1971 Aconcagua earthquakes // Geophys. Jour. R. Astr. Soc. 1981. 66. P. 313—331.
Managua, Nicaragua, Earthquakes of December 23, 1972 // EERI. Oakland, 1973.
Marchal A. F. Secousses seismoques on Hainaut et a Liege // Industria (Belg). 1966. Vol. 20. N 1. P. 38—43.
Marrow P. C., Walker A. B. Lleyn earthquake of 1984 July 19: aftershock sequence and focal mechanism // Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. 1988. 92. N 3. P. 487—493.
Matsuda I., Mochizuki T., Miyano M., Koizumi T. Damage to wooden houses and human beings by the 1978 Miyagi-ken-Oki earthquake in Senral city // Geogr. Repts Tokyo Metrop. Univ. 1981. N 16. P. 103—112.
Mauk F. J., Christensen D., Henry S. The Sharpsburg, Kentucky, earthquake 27 July 1980: main shock parameters and isoseismal maps // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1982. 72. N 1. P. 221—236.
Mendiguren J. A., Aki K. Source mechanism of the deep Colombian earthquake of 1970, July 31 from

the free oscillation data // Geophys. Roy. Astr. Soc. 1978. Vol. 55. N 3. P. 539—556.

Michael-Leiba M. O. The Banda Sea earthquake of 24 November 1983: evidence for intermediate depth thrust faulting in the Benioff zone // Phys. Earth and Planetary Inter. 1984. Vol. 36. P. 95—98.

Michael-Leiba M., Denham D. The Lithgow earthquake of 13 February 1985: macroseismic effects // BMR Jour. Geol. and Geoph. 1987. 10. N 2. P. 139—142.

Miller D. Alaska earthquake 1958, Juli 10. Giant wave in Lituya Bay // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1960. Vol. 50. N 2. P. 258—267.

Milne W. G., Rogers G. C., Riddihough R. P. et al. Seismicity of Western Canada // Canad. Jour. Earth Sci. 1978. Vol. 15. P. 1170—1193.

Misteth E. Dunai vizlepcsorendszer foldrengessel szembeni allekonysaga // Vizugyi Kozl. 1987. 69. N 2. P. 184—205.

Mitronovas W. Earthquake statistics in New York state // Earthquake Notes East Sec. Seismol. Soc. Amer. 1982. Vol. 53. N 2. P. 5—22.

Mitsuhiro Matsuura. Inversion of geodetic data. Pt 2. Optical model conjugata system for the 1927 Tango earthquake // Jour. Phys. Earth. 1977. 25. P. 233—255.

Mogi K. Some features of recent seismic activity in and near Japan // Bul. Earthquake Res. Inst. Tokyo, 1968. 46. P. 1225—1236.

Mohajer G. A., Pierce G. R. Qazvin (Iran) Earthquake // Bul. Amer. Assoc. Petr. Geol. 1963. 47. N 10. P. 1878—1883.

Molnar P., Denq G. Faulting associated with large earthquake and the average rate of deformation in Central and Eastern Asia // Jour. Geophys. Res. 1984. B 89. N 7. P. 6203—6227.

Molnar P., Tapponier P. Active Tectonics of Tibet // Jour. Geophys. Res. 1978. B 83. N 11. P. 5361—5375.

Molnar P., Wang-Ping Chen. Focal depts and fault plane solution of earthquakes under the Tibetian plateau // Jour. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. B 2. P. 1180—1196.

Molnar P., Sykes L. R. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity // Geol. Soc. of Amer. Bul. 1969. Vol. 80. N 9. P. 1639—1670.

Molnar P. Fault plane solutions of earthquakes on the Nazca boundaries and the Easter plate // Earth and Planet. Sci Lett. 1974. Vol. 24. P. 188—202.

Muil W. R. What happens to the Rhine graben subplate boundary where it meets the S. North Sea? // Seim. and Seismol. Risc. Off-shore North Sea Area. Dordrecht, 1983. P. 35—42.

Mungufa L., Simila G., McNally K., Thompson H. The September 19, 1985. Michoacan earthquake aftershock acceleration data recorded by a temporary instability of strong motion instrument // Geophys. Res. Let. 1986. B. N 6. P. 581—584.

Myers W., Hamilton W. Deformation accompanying Hebgen Lake, Montana, earthquake of August 17, 1959 Single-basin Concept // Geol. Surv. Prof. Pap. 1961. N 424 D. P. 168—170.

Nath M., Narain K., Szivastava J. The Delhi earthquake of 27th August 1960 // Res. Geol. Surv. India. 1967. Vol. 95. N 2. P.367—382.

Nelson J. B., Ganse R. A. Significant earthquakes 1900—1979. Destructive earthquake information. Publ. National geophysical data center (NGSDC). Boulder; Colorado (USA), 1980.

Nowroozi A. A. Seismotectonics of the Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus Hindukush regions // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1971. 61. P. 317—341.

Nigg J. M. The Borah Peak, Idaho Earthquake of October 28, 1983: societal response // Earthquake Spectra. 1985. 2. N 1. P. 17—21.

Nishenko S. P., Singh S. K. The Acapulco-Ometepec, Mexico earthquakes of 1907—1982: evidence for variable recurrence history // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1987. 77. N 4. P. 1259—1367.

Normile-Dennis A. Philippine destruction widespread // Eng. News-Res. 1990. Vol. 225. N 4. P. 8—10.

Nuttli O. The 1886 Charleston South Caroline earthquake 1986 perspective. Washington: Gov. Print. Off., 1986.

Nyland H. Analysis of seismic instability of the Vancouver Island lithoprobe transsect // Can. Jour. Earth Sci. 1986. 23. N 12. P. 2057—2067.

Okal E. A. Oceanic interplate seismicity // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1983. N 11. P. 195—214.

Okal E. A., Stewart L. M. Slow earthquakes along fracture one: Evidence for asthenospheric flow away from hotspots? // Earth and Planet. Sci Lett. 1982. Vol. 57. P. 75—87.

Olson R. A. The San Salvador earthquake of October 10, 1986 // Earthquake Spectra. 1987. 3. N 3. P. 415—418.

Packham G. H. The evolution of the Indian-Pacific plate boundaries // Tectonophysics. 1982. 87. N 1—4. P. 1—397.

Panza G. P., Scandone P., Scarpa R. Sul comportamento dinamico della litosfera nell'area Italiana // Rendiconti della Societa Geologica Italiana. Vol. 4 (1981). Rome, 1983. P. 571—572.

Papaachos B. C., Kiratzi A. A., Voldomatis Ph., Papaioannon Ch. A study of the December 1981 — January 1982 seismic activity in Northern Aegean Sea // Bul. geofis. teor. ed appl. 1984. 26. N 101—102. P. 101—113.

Pascal G. Seismotectonics of the Papua-New Guinea-Solomon Islands region // Tectonophysics. 1979. Vol. 57. N 1. P. 7—34.

Petersmitt E. Commentaires sur une carte sesmique de la Mer Du Nord et de la Mer de Norvege // Seism. and Seism. Res. off-shore North Sea Area. Dordrecht, 1983. P. 115—123.

Philip H., Meghraouni M. Structural analysis and interpretation of the surface deformations of the El Asnam earthquake of October 10, 1980 // Tectonics. 1983. 2. N 1. P. 17—49.

Phillips D. W. Macroseismic effects of the Liege earthquake with particular reference to industrial installation // Seismic Activ. Western Europ. Particular Considerate. Brussels; Dordrecht, 1985. P. 369—384.

Pitman I., Walter C. Passive continental margins: A review // Rev. Geophys. and Space Phys. 1983. Vol. 21. N 6. P. 1520—1527.

Plafker G. Tectonics of the March 27, 1864 Alaska earthquake. Washington: Gov. Print. Off., 1969.

Plafker G. Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska Earthquake // Science. 1965. Vol. 148. N 3678. P. 1672—1685.

Plafker G. The Guatemala earthquake of February 4, 1976 // Science. 1976. Vol. 193. N 4259.

Plafker G. Ericksen G. E., Concha J. F. Geological aspects of the May 31, 1970 Pehru earthquake //

Bul. Seismol. Soc. Amer. 1971. Vol. 61. N 3. P. 543—578.
Plassard J., Kogoj B. Note sur la seismicite du Liban // Proceedings of the X Assembly of the ESC. Vol. 2. Moscow, 1970. P. 169—178.
Porkka M. T., Vesanen E. E. Earthquake in Ranua and Pudasjarvi 1956 // Geophysica Gen. Geophys. 1958. 5. N 4. P. 226—229.
Press F. Earthquake Research in China // American Geophysical Union Transaction. 1975. Vol. 56. N 11. P. 838—881.
Prochazkova D., Dùdek A., Misar Z., Zeman J. Earthquakes in Europe and their relation to basement structure and fault tectonics. Praha, 1986.
Puegg J., Kasser M. Deformations associated with the El Asnam earthquake of 10 October 1980: geodetic determination of vertical and horizontal movements // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1982. 72. N 6. Pt A. P. 2227—2244.
Rial J. A. The Caracas, Venezuela, Earthquake of July 1967: A Multiple-Source Events // Jour. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. N 10. P. 5405—5414.
Richter C. F. The Alaskan earthquake 27.III.1964 // Eng. and Sci. 1964. 27. N 7. P. 7—11.
Richter F. M. Focal Mechanisms and Seismic Energy Release of Deep and Intermediate Earthquake in the Tonga-Kermadec Region and Their Beating of the Depth Extent of Mantle Flow // Jour. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. N 10. P. 6783—6793.
Ritsema A. R. The sense of the principal shearing stresses in the Tonga-Kermadec seismic zone // Magjalah ilmu alam untuk Indonesia. 1954. N 4, 5, 6. P. 161—175.
Ritsema A. R. The seismicity of the Sunda Arc in space and time // Magjalah ilmu alam untuk Indonesia. 1954. 110. N 1, 2, 3. P. 41—49.
Ritsema A. R. Deep earthquake of the Tyrranean Sea // Geol. en mijubouw. 1972. Vol. 51. N 5. P. 541—545.
Ritsema A. R., Velkamp J. Fault plane mechanisms of Southeast Asian earthquakes // Gravenhage Staatsdrukkering en uitgeveri jbedrijf. 1960.
Robinson A., Talwani P. Building damage at Charleston, South Carolina, associated with the 1886 earthquake // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1983. 73. N 2. P. 633—652.
Rogars Th. H., Cluff L. S. The May 1976 Friuli earthquake (Northeastern Italy) and interpretations of past and future seismicity // Tectonophysics. 1979. Vol. 52. N 1—4. P. 521—533.
Rogers G. C. The Vancouver Island earthquake of 5 July 1972 // Canad. Jour. Earth Sci. 1986. Vol. 13. P. 92—101.
Rothe J. P. Sur le seism Belge du 11.VI. 1983 // C. R. Acad. Sci. Paris, 1938.
Rothe J. P. Le tremblement de terre d'Orleansville et la seismicite de l'Algerie // Nature. 1955. N 3337. P. 1—9.
Rothe J. P. La seismicite de l'Algerie // Cong. Geol. Int. Alger. 1952. S. IX. F. IX. 1954.
Ruprechtova L. Jeste o zemetreseni u nas // Prace. 1963. 18.XII; Kvety. 1963. N 51.
Rymer M. J. The San Salvador earthquake of October 10, 1986: Geologic aspects // Earthquake Spectra. 1987. 3. N 3. P. 435—463.
Rynn J. M., Lynam C. J. The Kempsey earthquake of 6 September 1979 // Jour. and Proc. Roy. Soc. NSW. 1982. 115. N 1—2. P. 9—12.
Sacks S., Linde A. Shallow seismicity in subduction zone // Geoph. Res. Lett. 1978. Vol. 5. N 11. P. 901—907.
Sanford A. R., Holmes C. R. Note on the July 1960 earthquakes in Central New Mexico // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1961. 51. N 2. P. 311—314.
Sbar M., Barazangi M., Dorman J. et al. Tectonics of the Intermountain Seismic Belt, Western US, Microearthquake Seismicity and Composite Fault Plane Solutions // Geol. Soc. of Amer. Bul. 1972. Vol. 83. N 1. P. 13—28.
Sbar M. L., Sykes L. R. Contemporary Compressive Stress and Seismicity in Eastern North America: An Example of Intra-Plate Tectonics // Geol. Soc. of Amer. Bul. 1973. Vol. 84. N 6. P. 1861—1881.
Schell M. M., Ruff L. J. Rupture of a seismic gap in southeastern Alaska: the 1972 Sitka earthquake (Mg 7,6) // Phys. Earth and Planet. Inter. 1989. Vol. 54. N 3—4. P. 214—257.
Schick R. Eine seismotektonische Bearbeitung des Erdbeben von Messina im Jahre 1908 // Geologisches Jahrbuch. 1977. B. 3. N 11. P. 1—11.
Scholz C. H., Rynn J. M., Weed R. W., Frohlich C. Detailed Seismicity of the Alpine Fault Zone and Fiordland Region New Zealand // Geol. Soc. of Amer. Bul. 1973. 84. N 10. P. 3297—3316.
Seeber L., Armbruster I. The 1886 Charleston, South Carolina earthquake and the Appalachian defachment // Jour. Geophys. Res. 1981. B 86. N 9. P. 7874—7894.
Seymen I., Aydin A. The Bingol earthquake fault and its relation to the North-Anatolian Fault Zone // Bul. Miner. Res. and Exp. Inst. Turk. 1972. N 79. P. 1—8.
Shengcong F., Tatsuoka F. Soil liquefaction during Haicheng and Tangshan earthquake in China: A review // Soils and Found. 1984. 24. N 4. P. 11—29.
Shiono K., Mikumo T., Ishikawa Y. Tectonics of the Kyuchu-Ryukyu arc as evidenced from seismicity and focal mechanism of shallow to intermediate-depth earthquakes // Jour. Phys. Earth. 1980. Vol. 28. N 1. P. 17—43.
Shreve R. L., Sherman L. In the Great Alaska Earthquake of 1964 // Science. 1966. Vol. 154. N 3757.
Silver E. H. Transitional tectonics and late cenozoic structure of the continental margin off Northern-west California // Geol. Soc. of Amer. Bul. 1971. 82. N 1. P. 1—22.
Singh S. K., Rodriguez M., Esteva L. Statistics of small earthquakes and frequency of occurence of large earthquakes along the Mexican subduction zone // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1983. 73. N 6. P. 1779—1796.
Smith E. G., Davey F. J. Joint hypocentre determination of intermediate-depth earthquakes in Fiordland, New Zealand // Tectonophysics. 1984. 104. N 1—2. P. 127—144.
Sobouti M., Eshghi L., Mostaanpour M. Shamil-Siahon earthquake north-east of Bandar-Abbas of 21st March 1977 // Jour. Geophys. 1978. 44. N 6.
Spense W. The 1977 Sumba earthquake series Evidence for slab pull force acting at a subduction zone // Jour. Geoph. Res. 1986. B 91. N 7. P. 7225—7239.
Stauder W. Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity // Jour. Geophys. Res. V. 80. 1975. P. 1053—1064.
Stauder W. Note concerning the southeast Missouri earthquake of March 3, 1963 // Earthquake Notes Seismol. Soc. America. 1963. 34. N 1. P. 13—14.
Stauder W., Bollinger G. The velocity and other seis-

mic studies from the data of recent southeast Missouri earthquakes // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1963. 53. N 3. P. 661—679.

Stawomir J., Niewiadomski I. Jnausetaoinetaoin Giao Vietnam earthquake of 24 June 1983 // Acta geophys. pol. 1987(1988). 35. N 1. P. 1—18.

Stefansson R. Catastrophic earthquakes in Iceland // Tectonophysics. 1979. V. 53. N 3. P. 273—278.

Steinbrugge K. V., Cluff L. S. The Caracas, Venezuele earthquake of July 29, 1967 // Mineral Inform. Serv. Calif. Dic. Mines and Geol. 1968. 21. N 1. P. 3—12.

Steinbrugge K. V., Cloud W. K. The Puget Sound Washington earthquake of April 29, 1965 // State Wash. Dep. Natur. Res. Inf. Circ. 1986. N 81. P. 61—90.

Stewart G. S., Cohn S. N. The 1976 August 16, Mindanao, Philippine earthquake (M-7.8) evidence for Q subduction zone south of Mindanao // Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc. 1979. Vol. 57. P. 51—65.

Stover C. W. Seismicity of the Indian Ocean // Journ. Geophys. Res. 1966. Vol. 71. P. 2575—2585.

Stover C. W. Seismicity of the South-Atlantic Ocean // Jour. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. N 12.

Stover C. W. Seismicity and tectonics of the East Pacific Ocean // Jour. Geophys. Res. 1973. Vol. 73. N 23. P. 5209—5220.

Su Chen-Yi. A study on the great eastern Taiwan earthquakes of 1951 and the distribution of great earthquakes in Taiwan // Seismol. and Earthquake Eng. 1985. N 21. P. 177—194.

Sulstarova E. The focal mechanism of the April 15, 1979 earthquake sequence // Proc. 17th Assem. Eur. Seismol. Comm. Budapest 21—23 Aug. 1980. Budapest, 1983. P. 161—165.

Sutton D. J., White R. E. The South Australian earthquake of August 28, 1965 // Trans. Soc. S. Austral. 1966. Vol. 90. P. 67—72.

Sykes L. R. Deep-focus earthquakes in the New Hebrides region // Jour. Geoph. Res. 1964. 69. N 24. P. 5253—5355.

Sykes L. R., Landisman M. The seismicity of East Africa. The Gulf of Aden and the Arabian and Red Seas // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1964. Vol. 54. N 6. P. 1927—1940.

Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-ocean ridges // Journ. Geophys. Res. 1967. Vol. 72.

Sykes L. R., Isacks B. L., Oliver J. Spatial distribution of deep and sallow earthquakes of small magnitudes in the Fiji-Tonga region // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1969. Vol. 59. N 3. P. 1093—1113.

Sykes L. R. Earthquakes and other processes within Lithospheric plates and the reactivation of pre-existing zones of weakness // The Continental Crust and Its Mineral Deposits. Ontario, 1980. P. 215—237.

Szeidovitz G. The Dunaharaszt; earthquake January 12 1956 //Acta geod., geoph. et mont hyng. 1986. Vol. 21. N 1—2. P. 109—125.

Szeidovitz G. Earthquakes in the region of Komarno, Mor and Varpalota // Geofiz. kozl. 1986. 32. N 3. P. 255—274.

Tajima F., Kanamori H. Global survey of aftershock area expansion patterns // Physics Earth and Planet. Inter. 1985. 40. P. 77—134.

Tajima M., Sato H., Otsuka M., Ishibashi K. The Izu-Ohshima Kinkai earthquake of Japan 1978 // US Dep. Comm. Nat. Bur. Stand. Spec. Publ. 1980. N 560. P. 1211—1213.

Talwani P. Internally consistent pattern of seismicity near Sharleston, South Carolina // Geology. 1982. Vol. 10. P. 654—658.

Tamura Choshiro. Outline of damages from Nohonkai shubu earthquake of 1983 // Civ. Jap. 1985. 24. P. 149—171.

Tanaka T., Ichinose T., Okuzawa T. et al. Observation of acoustic waves excited by the Urakawa-Oki earthquake on 21 March 1982 // Jour. Atmos. and Terr. Phys. 1984. 46. N 3. P. 233—245.

Tandon A. N. Study of the Great Assam Earthquake of August, 1950 and its Aftershocks // IJMG (The Indian Journal of Meteorology and Geophysics). 1954. N 2. P. 95—137.

Tandon A. N. The Rann of Cutch earthquake of 21 July 1956 // The Indian Jour. of Meteorol. and Geophys. 1958. 10. N 2. P. 137—146.

Tarr A. C., Rhea S. Seismicity near Charleston, South Carolina, March to December 1979 // Geol. Surv. Prof. Pap. 1983. N 1313. P. 1—17.

Tarr R., Martin L. Earthquakes of Jakutat Bay, Alaska, in September 1899. Gov. print. off.: Washington, 1912. P. 1—30.

Tatsch J. H. Earthquakes: Cause, Prediction and Control. Sudbury, 1977.

Tchalenko J. S., Berberian M. The Salman (Iran) earthquake of May 6th, 1930 // Ann. geofis. 1974. 27. N 1—2. P. 151—212.

Tchalenko J. S. Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, USSR) // Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1975. A278. N 1275.

Teruyuki Kato. Highangle reserve faulting associated with the 1946 Nankaido earthquake // Tectonophysics. 1983. Vol. 96. N 1—2. P. 31—44.

The Guatemalan earthquake of February 4, 1976: A Preliminary Report / Editor A. F. Espinosa // US Geological Survey. Washington, 1976.

Thatcher W., Savage J. Triggering of large earthquakes by magma-chamber inflation, Izu Peninsula, Japan // Geology. 1982. Vol. 10. N 12. P. 637—640.

Thomas G., Morgan-Witts M. Earthquake the destruction of San Francisco. London, 1971.

Tobin D. G., Sykes L. R. Seismicity and tectonics of the northeast Pacific Ocean // Trans. Amer. Geophys. Union. 1967. 48. N 1.

Tocher D. The Alaska earthquake of July 10, 1958. Movement on Fairweather fault and field investigations on Southern epicentral region // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1960. Vol. 50. N 2. P. 217—221.

Tocher D. The Hebgen Lake, Montana Earthquake of August 17, 1959 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1962. 52. N 2. P. 153—162.

Tohno Ykuo, Shamoto Yasuhiro. Liquefaction damage to the ground during the 1983 Nihonkai-Chubu (Japan sea) earthquake in Aomori prefecture, Tohoku, Japan // Jour. Natur. Disaster Sci. 1986. 8. N 1. P. 85—116.

Tocsoz M. M., Arpat E., Saroglu F. East Anatolian earthquake of 24 November 1976 // Nature. 1977. Vol. 270. P. 423—425.

Tonouchi K., Kaneko E., Konno M. Liquefaction caused by the May 28, 1983 Nihonkai-Chubu earthquake // Geol. appl. e idrogeol. 1986. 21. N 2. P. 217—229.

Toppozada Tousson R. Morgan Hill earthquake of April 1984. Santa Clara County // Calif. Geol. 1984. Vol. 37. N 7. P. 146—148.

Tsai Yi-Ben. Seismotectonics of Taiwan // Mem. Geol.

Soc. China. 1986. N 7. P. 353—367.
Tsuboi C. Time rate of earthquake energy release in and near Japan // Proc. Jap. Acad. 1965. 41. N 5. P. 392—397.
Tsuji Yoshinobu. Дзисин, Zisin. Journ. Seismol. Soc. Japan. 1982. 35. N 1. P. 35—51.
Tsumura K. Microearthquake activity in the Kanto District // Publications for the 50th Anniversary of the Great Kanto Earthquake, 1923 (Earthquake Research Institute, Tokyo University). Tokyo, 1973. P. 67—87.
Van Gils J. M. Les treblements de terre des 15 et 21 decembre 1965 en Belgique // Bul. cl. sci. Acad. roy. Belg., 1966. Vol. 51. N 1. P. 101—107.
Van Gils J. M. Les Seismes des 15 et 21 decembre 1965 et du 16 janvier 1966 // Cial et terre. 1966. Vol. 82. N 7—8. P. 243—267.
Volkov M. The Armenia — USSR Earthquake Dec. 7, 1988. Vienna: UNY D. O. 1989. C. 70.
Verma R. K., Mukhopadhyay M., Roy B. N. Seismotectonics of the Himalaya, and the continental plate convergence // Tectonophysics. 1977. 42. P. 319—335.
Verma R. K., Mukhopadhyay M., Bhuin N. Seismicity, gravity and tectonics in the Andaman Sea // Geodyn. West. Pacif. Proc. Int. Conf. Tokyo. 1978. Tokyo, 1979. P. 233—248.
Vierbuchen R. C. The geology of the El-Pilar fault zone and adjacent areal in northeastern Venezuela // Geol. Soc. Amer. Memoir. 162. 1984. P. 189—212.
Wakhaloo G. L., Rastogi S. P. The Anantnag earthquake of February 20, 1967. Anantnag district Jammu-Kashmir // Res. Geol. Surv. India. 1977. 108. N 2. P. 124—135.
Walter S. R. Intermediate-focus earthquakes associated with Gorda plate subduction in northern California // Bul. Seism. Soc. Amer. 1986. Vol. 76. N 2. P. 583—588.
Weaver C. S., Baker C. E. Geometry of the Juan de Fuca plate beneath Washington and northern Oregon from Seismicity // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1988. 78. N 1. P. 264—275.
Weber H. Whittier narrows earthquakes, Los Angeles County // Californ. Geol. 1987. 40. N 12. P. 275—281.
Weinberg J. Das Erdbeben von Lissabon am 1.XI. 1755 // Orion. 1956. 11. N 21—22. P. 852—856.
Weiqi Z., Decheng J., Peizhen Z. et al. Displacement along the Haiyuan fault associated with the great 1920 Haiyuan, China, Earthquake // Bul. Seism. Soc. Amer. 1987. 77. N 1. P. 117—131.
Wentworth C. M., Mergner-Keefer M. Reverce faulting along the eastern seaboard and the potential for large earthquakes // Earthquakes and earthquake engineering eastern United States. Ann Arbor Science. 1981. P. 109—128.
Wesnousky S. G., Jones L. M., Scholz C. H., Qidong D. Historical seismicity and rates of crustal deformation along the margins of the Ordos block, north China // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1984. Vol. 74. N 5. P. 1767—1780.
Wesnousky S. G., Astiz L., Kanamori H. Earthquake multiplates in the south-eastern Solomon Islands // Phys. Earth and Planet. Inter. 1986. 44. N 4. P. 304—318.
Westway R., Jackson J. Surface faulting in the souther Italian Campania-Basilicata earthquake of 23 November 1980 // Nature. 1984. 312. N 5993. P. 436—438.
Westway R. The Campania, Southern Italy earthquakes of 1962, August 21 // Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc. 1987. 88. N 1. P. 1—24.
Wetmiller R. J., Horner R. B., Hasegawa H. S. et al. An analysis of the 1985 Nahanni earthquakes // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1988. 78. N 2. P. 590—616.
Witkind I. J. Deformation of the epicentral area, Hebgen Lake, Montana, earthquake of August 17, 1959 — Dual-Basin concept // Geol. Surv. Prof. Pap. 1961. N 424D. P. 165—168.
Witkind I. J., Myers W. B. et al. Geologic features of the earthquake at Hebgen Lake, Montana, August 17, 1959 // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1962. 52. N 2. P. 163—180.
Vogfjord K. S., Langston Ch. A. Meckering earthquake of 14 October 1968: a possible downward propagating rupture // Bul. Seismol. Soc. Amer. 1987. 77. N 5. P. 1558—1578.
Wohlenberg J. Remarks on the seismicity of East Africa between 4N—12S // Tectonophysics. 1969. Vol. 8. P. 567—577.
Wohlenberg J. On the seismicity of the East African Rift System // Intern. Upper Mantle Project Sci Rept. 1970. N 27.
Wood R. M. Earthquake of El Asnam // New Sci. 1981. Vol. 89. N 12. P. 12—14.
Wortel M. J., Cloctingh S. Accretion and lateral variations in tectonic structure along the Peru—Chile Trench // Tectonophysics. 1983. 112. N 1—4. P. 443—462.
Yamashina K. Induced earthquakes in the Izu peninsula by the Izu—Hanto—Oki earthquake of 1974, Japan // Tectonophysics. 1978. 51. P. 139—154.
Yang J. P., Aggarwal Y. P. Seismotectonics of northeastern United States and adjacent Canada // Journ. Geophys. Res. 1986. B 86. N 6. P. 4981—4998.
Yanagisawa E. Damage to structures due to liquefaction in the Japan Sea earthquake of 1983 // Disaster. 1983. 7. N 4. P. 259—265.
Youd T. L., Harp E. L., Keefer D. K., Wilson R. The Borah Peak, Idaho earthquake of October 28, 1983 — liquefaction // Earthquake Spectra. 1985. 2. N 1. P. 71—89.
Zatopek A. The Skopje earthquake of Jul. 26, 1963. Beograd: UNESCO, 1964.
Zsiros T. Faults and earthquakes in hungarian territory east of the river Tisze // Acta geod. geophys. et montanist hung. 1983. 18. N 1—2. P. 119—128.

УКАЗАТЕЛЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ЭПИЦЕНТРАМИ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

УКАЗАТЕЛЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ЭПИЦЕНТРАМИ НА ЗАРУБЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

ОГЛАВЛЕНИЕ

Апродов В. А.

А 77 Зоны землетрясений.— М.: Мысль, 2000.— 461, [1] с.: ил., карт., схем.— (Природа мира).

ISBN 5-244-00475-1

Справочное издание из серии «Природа мира» представляет первое в мировой научной литературе обобщение сведений о глобальном распределении географических зон землетрясений. Приводится индивидуальная характеристика около 500 сильных землетрясений. Кроме того, в таблицах помещено 5000 кратких данных о сильных подземных толчках.

Книга рассчитана не только на специалистов, но и на более широкий круг читателей.

УДК 550.348.436
ББК 26.21

Справочное издание

Владимир Александрович Апродов

ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Редактор
Ю. С. Макаревич

Редактор карт
Л. Я. Строкина

Художественный редактор
А. И. Ольденбургер

Технические редакторы
О. А. Барабанова
В. Н. Корнилова

Корректор
И. В. Шаховцева



ЛР № 010150 от 30.12.96.

Подписано в печать 29.12.99. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная. Гарнитура типа Таймс. Офсетная печать. Условно-печатных листов 40,6. Усл. кр.-отт. 158,9. Учетно-издательских листов 48,44. Тираж 3000 экз. Заказ № 3189.

Издательство «Мысль».
117071. Москва В-71, Ленинский проспект, 15

Отпечатано с готовых диапозитивов в Государственном ордена Октябрьской Революции, ордена Трудового Красного Знамени Московском предприятии «Первая Образцовая типография» Государственного комитета Российской Федерации по печати. 113054, Москва, Валовая, 28

В 1999 г. издательство «Мысль»
выпустило книгу:

Залогин Б. С., Косарев А. Н.

Моря.— М.: Мысль, 1999.— 400 с.: ил., карт., схем.— (Природа мира.)

ISBN 5-244-00624-X

Справочное издание из серии «Природа мира» представляет собой первое в мировой научной литературе обобщение сведений о морях Мирового океана. Комплексная географическая характеристика морей снабжена многочисленными оригинальными картами и красочными иллюстрациями.

Книга рассчитана на самый широкий круг читателей.

ПРИРОДА МИРА

В.А. Апродов



ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

ПРИРОДА МИРА
В.А.Апродов ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ



ПРИРОДНЫЕ КАТАСТРОФЫ, И ПРЕЖДЕ ВСЕГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, В ПОСЛЕДНИЕ ГОДЫ, К СОЖАЛЕНИЮ, ВСЕ ЧАЩЕ И ЧАЩЕ ОКАЗЫВАЮТСЯ В ЦЕНТРЕ ВНИМАНИЯ ЧЕЛОВЕЧЕСТВА. ЭТОЙ ЖИВОТРЕПЕЩУЩЕЙ ТЕМЕ ПОСВЯЩАЕТСЯ СПРАВОЧНОЕ ИЗДАНИЕ «ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ». В КНИГЕ ДАЕТСЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ГЛОБАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, НА КОТОРЫЕ ПРИХОДИТСЯ ПОДАВЛЯЮЩЕЕ БОЛЬШИНСТВО ЭПИЦЕНТРОВ СИЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ТОЛЧКОВ. ПРИВОДИТСЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАИБОЛЕЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПРОИСХОДИВШИХ В ЭТИХ ЗОНАХ. В ОСНОВУ СПРАВОЧНИКА, КАК И БОЛЬШИНСТВА СОВРЕМЕННЫХ РАБОТ ПО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ, ПОЛОЖЕНА КОНЦЕПЦИЯ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ. ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ДАНА ПО КРУПНЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ПОЯСАМ ЗЕМЛИ, ТИПИЧНЫМ ДЛЯ ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ. ОПИСАНИЮ СИЛЬНЫХ ТОЛЧКОВ И СЕЙСМИЧЕСКИХ КАТАСТРОФ ПРЕДШЕСТВУЮТ ОБЩИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. ДАЮТСЯ СВЕДЕНИЯ ОБ ИНЖЕНЕРНО-СТРОИТЕЛЬНОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ. ПРИВОДЯТСЯ ТАКЖЕ ДАННЫЕ О РАЗРУШИТЕЛЬНЫХ ПОСЛЕДСТВИЯХ И ОБ УЩЕРБЕ ОТ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФ.



